F 1329

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

L: 040400

GEOLOGIE

TOMUL 28

1983

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

CONSILIUL DE CONDUCERE

Redactor responsabil:

Academician DAN GIUȘCĂ

Redactor responsabil adjunct:

Academician NICOLAE PETRULIAN

Membri:

Academician MILTIADE FILIPESCU, academician GEORGE MURGEANU, prof. VIRGIL IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, prof. DAN RĂDULESCU, dr. DAN PATRULIUS, dr. IOSIF BERCIA, dr. TEOFIL GRIDAN

Secretar de redacție:

Dr. N. ANASTASIU

COLEGIUL DE REDACȚIE

Acad. DAN GIUȘCĂ

Acad. NICOLAE PETRULIAN
Prof. VIRGIL IANOVICI
Prof. DAN RĂDULESCU
Dr. IOSIF BERCIA
Dr. TEOFIL GRIDAN
Dr. NICOLAE ANASTASIU

În țară abonamentele se primesc la oficiile poștale.

Comenzile de abonamente din străinătate se primesc la ILEXIM Departamentul Export-Import, Presă, P.O. Box 136—137, telex 011226, București, str. 13 Decembrie 3, România, sau la reprezentanții săi din străinătate.

Manuscrisele, cărțile și revistele pentru schimb, precum și orice corespondență se vor trimite pe adresa Colegiului de redacție al revistei „Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie — Geologie"

Toute commande de l'étranger sera adressée à ILEXIM, Département d'Exportation-Importation Presse, Boîte postale 136—137, télex 011226, București, str. 13 Decembrie 3, Roumanie, ou à ses représentants à l'étranger.

En Roumanie, vous pourrez vous abonner par les bureaux de poste. Le prix d'un abonnement est $ 27 par an.

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE, GEOFIZICĂ, GEOGRAFIE — GEOLOGIE
Calea Victoriei nr. 125, R—79717
București 1, sectorul 1,
tel. 50.76.80.

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
Calea Victoriei nr. 125, R—79717
București, 22, sectorul 1,
tel. 50.76.80.

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

GEOLOGIE

TOMUL 28 1983

SUMAR

STUDII

L. PAVELESCU, Contribuţii la studiul cloritelor şi muscovitelor cromifere şi al antigoritelor nichelifere 3
EUGEN STOICOVICI, MIRCEA NEDOPACA, Studiul cristalografic şi paragenetic al baritului din mina Dolea – Brusturi (jud. Arad) 12
NICOLAE ANASTASIU, EMIL CONSTANTINESCU, NAZAR GARBAŞEVSKI, GYULA JAKAB, Petrografia şi petrogeneza rocilor filoniene din masivul alcalin de la Ditrău 17
H. SAVU, E. COLIOS, Epidotul din diabazele din Dobrogea de nord 24
CORNEL DOREL MÂNECAN, Consideraţii petrochimice asupra metamorfitelor formaţiunii magmatitelor iniţiale a seriei de Sibişel, din regiunea Valea lui Vlad – valea Uria, Munţii Cibin 30
IONEL NICOLAE, Consideraţii pe marginea interpretării cadrului tectonic, al ofiolitelor din Munţii Apuseni de sud 35
MIRCEA TRIFULESCU, NICOLAE DRAGOMIR, Contribuţii la cunoaşterea structurii geologice a Carpaţilor Meridionali (regiunea Valea lui Stan) . . 46
D. PARASCHIV, N. BALTEŞ, Relaţiile dintre fitometamorfism şi potenţialul petrogazeifer al zonei Bibeşti – Bulbuceni 54
VICTOR MOISESCU, Contribuţii la cunoaşterea formaţiunilor oligocene din regiunea Cîmpu lui Neag (Bazinul Petroşani) 60
I. MOROŞANU, E. MATEICIUC, Asupra existenţei la sud de rîul Ozana a unei linii tectonice importante şi posibila ei urmărire spre nord 65
GHEORGHE MĂRGĂRIT, MARIA MĂRGĂRIT, Date noi cu privire la geologia regiunii de la sud de Lipova, judeţul Arad 73
I. MÂRZA, L. OLARU, Conţinutul microfloristic şi vîrsta dolomitelor grafitoase din unitatea metamorfică Scărişoara – Vulturese – Leurda (Munţii Apuseni) 79

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 28, P. 1–136, BUCUREŞTI, 1983

IOAN BUCUR, CAROL STRUTINSKI, Rocile carbonatice cu *Corallinaceae* din cretacicul superior al Bazinului Rusca Montană 85
IOAN POPESCU, MARIA MĂRGĂRIT, Date noi privind vîrsta „şisturilor verzi" din zona Peceneaga–Dorobanţu (Dobrogea centrală) 94
GERTRUDA RADO, Organisme epilite şi endolite de la Seimenii Mari 102
NIŢA TĂTĂRÂM, Studiul foraminiferelor mari din depozitele eocene de la Albeşti (NV Cîmpulung Muscel) 111
IOAN PAPAIANOPOL, VICTORIA LUBENESCU, Consideraţii asupra faunei complexului cărbunos al dacianului din Depresiunea Getică (Oltenia) . . 116
MIHAI KUSKO, Zăcămîntul de lignit de la Sfîntu Gheorghe şi poziţia lui stratigrafică în suita depozitelor pliocene ale bazinului intramontan al Ţării Bîrsei 125

IN MEMORIAM

IONEL C. MOTAŞ (1920–1981), (*Paulian Dumitrică, Ioan Papaianopol, Gheorghe Popescu*) 132

RECENZII

DAN RĂDULESCU, Petrologie magmatică şi metamorfică (*Nicolae Anastasiu*) . 135
MARIN ŞECLĂMAN, Introducere în termodinamica sistemelor şi proceselor minerale (*Ioan Măldărescu*) 136

CONTRIBUȚII LA STUDIUL CLORITELOR ȘI MUSCOVITELOR CROMIFERE ȘI AL ANTIGORITELOR NICHELIFERE

DE

L. PAVELESCU

În unele roci ultrabazice serpentinizate din Munții Parîng, ca și din Banatul de sud-est, precum și în unele eclogite din Munții Sebeș și in unele calcare dolomitice de la Cărbunele (Munții Parîng) și valea Rudăreasa (Munții Lotru), au fost întîlnite, printre celelalte componente mineralogice, clorite și muscovite cu crom și antigorite cu nichel.

În serpentinitele apodunitice, dominate de minerale serpentinitice (antigorit și crisotil), se întîlnesc relicte de olivină, bronzit, diallag, sporadice cristale idiomorfe de magnetit, cromit, pirotină, pirită etc. În unele roci se întîlnesc minerale serpentinitice care conțin NiO între 0,09 și 0,51 % (tabelul nr. 1), pe de o parte, iar pe de altă, clorite cu 0,49—3,22%, CrO_3 (tabelul nr. 2) sau muscovite cu 0,82—3,29 % Cr_2O_3 (tabelul nr. 3).

În unele eclogite cu amfiboli din Munții Sebeș (Voivodu și Sibișel), ca și în calcarele dolomitice de la Cărbunele sau de pe valea Rudăreasa, pe lîngă clorite cu crom au fost întîlnite lamele și solzi de muscovit cromifer.

În felul acesta clinoclorul cromifer studiat de noi se plasează între kämmererit (determinat de Shannon în 1921, avînd un conținut de 7,88 Cr_2O_3) și clinoclor (care, teoretic, este lipsit atit de crom, cît și de nichel), iar muscovitul cu crom determinat se plasează între fuchsit (determinat de Schafhäotl, în 1843, avînd un conținut de 6 % Cr_2O_3) și muscovit (care, teoretic, este lipsit de crom).

Antigoritele din serpentinitele cercetate au un conținut în NiO sensibil mai redus decît în nepouitul determinat de Glasser în 1906 (cu 18,21 % NiO).

Clinoclorul cromifer. Cristalele de clinoclor cercetate se prezintă sub formă de mase solzoase dispuse în cuiburi izolate sau formînd aglomerări neregulate în masa rocilor. În lherzolitele de sub Urdele, clinoclorul apare în lamele larg dezvoltate (8 mm) în asociație cu cristale de cromit.

În unele din aceste lamele au putut fi determinate următoarele fețe: (001), (112), (110), (1$\bar{1}$0), (130), (101) și (100).

Fețele laterale prezintă slabe striații orizontale. Se întîlnesc și macle de juxtapunere, în care planul de maclă și suprafața de asociere este (001).

Lamelele sale sînt de culoare verde, verde-cenușiu, cu un pleocroism ce variază de la verde închis, prin verde-albăstrui la verde roșietic-violet, sau de la verde-cenușiu prin verde-oliv la galben-verzui.

În unele din lamelele mai mari se observă o zonalitate ce variază de la nuanțe galben-verzui, brun-oliv la verde-albăstrui.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 28, P. 3–11, BUCUREȘTI, 1983

Tabelul nr. 1

Antigorit nichelifer. Compoziţia chimică

	1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*	*10*	*11*	*12*
SiO_2	36,39	35,86	36,44	36,46	35,81	35,91	36,43	36,45	36,66	36,87	36,88	36,79
Al_2O_3	12,22	12,69	11,89	12,74	12,93	12,67	12,25	11,91	12,53	12,93	12,59	12,73
Fe_2O_3	0,93	0,96	0,97	1,06	0,88	1,08	0,96	0,95	0,88	0,91	1,11	0,91
Cr_2O_3	0,09	0,11	0,31	0,33	0,41	0,43	0,09	0,51	0,18	0,08	0,2	0,02
FeO	6,85	6,82	6,90	6,52	5,89	5,93	6,88	6,93	6,97	6,96	7,18	6,95
MnO	0,10	0,09	0,20	0,24	0,26	0,31	0,09	0,12	0,26	0,20	0,11	0,21
MgO	31,06	30,79	30,83	30,91	30,97	30,92	30,86	30,92	31,90	30,90	30,25	30,37
NiO	0,22	0,29	0,26	0,28	0,32	0,36	0,36	0,39	0,09	0,09	0,42	0,51
CaO	0,29	0,31	0,34	0,40	0,44	0,43	0,43	0,66	0,31	0,37	0,21	0,28
H_2O^+	11,61	11,86	11,72	10,85	11,79	11,67	11,48	10,99	10,10	11,52	10,92	10,96
H_2O^-	0,14	0,18	0,12	0,19	0,26	0,28	0,16	0,17	0,12	0,17	0,31	0,21

1, Serpentinite de pe Dealul Negru (Munţii Sebeş) ; *2*, idem ; *3*, serpentinite de la Mlăcile (Munţii Sebeş) ; *4*, serpentinite de pe culmea Foltea (Munţii Sebeş) ; *5—8* serpentinite de pe culmea Zănoaga Verde (Munţii Paring) ; *9*, serpentinite de sub culmea Urdele (Munţii Paring) ; *10*, idem ; *11*, serpentinite de pe Coasta lui Rusu (Munţii Paring) ; *12*, idem.

Tabelul nr. 2

Clinoclor cromifer. Compoziția chimică

	1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*	*10*
SiO_2	32,09	32,19	31,92	31,88	31,69	32,11	31,97	31,79	31,36	31,63
TiO_2	0,12	0,08	0,16	0,17	0,14	0,13	0,16	—	0,18	0,10
Al_2O_3	12,90	13,51	13,93	13,72	14,22	11,92	9,60	10,79	11,16	11,47
Fe_2O_3	0,83	0,93	2,06	2,65	1,73	1,77	1,19	0,81	2,67	1,89
Cr_2O_3	0,49	0,65	0,93	1,06	0,95	1,09	1,09	1,94	2,09	3,22
FeO	2,96	2,84	1,96	2,90	3,29	1,89	3,92	3,44	2,77	3,19
MgO	34,96	33,92	32,85	32,81	34,95	35,09	35,22	33,92	32,16	33,11
NiO	0,06	0,07	0,09	0,23	0,09	0,26	0,28	0,12	0,19	0,16
CaO	0,80	0,91	0,39	0,66	1,06	0,88	1,32	0,72	1,84	0,84
H_2O^+	12,44	12,82	12,84	11,96	13,02	12,88	13,13	12,86	13,51	12,53
H_2O^-	2,35	2,08	2,24	1,96	0,91	1,97	2,12	2,60	2,06	1,86

1, Serpentinite de la Liubotina (Banatul de SE); *2*, serpentinite de la Urdele (Munții Paring); *3*, serpentinite din Dealul Paltinei (Munții Sebeș); *4*, serpentinite de pe valea Dobrei (Munții Sebeș); *5*, serpentinite din Dealul Paltinei (Munții Sebeș); *6*, serpentinite de la Găuri (Munții Paring); *7*, serpentinite de la Ciucaru Mare (Banatul de SE); *8* serpentinite de la Urdele (Munții Paring); *9*, serpentinite de sub Muntiniu (Munții Paring); *10*, serpentinite din Coasta lui Rusu (Munții Paring).

Tabelul nr. 3

Muscovit cromifer. Compoziția chimică

	1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*	*10*	*11*	*12*	*13*	*14*
SiO_2	44,52	45,38	46,91	46,83	46,81	47,63	48,53	46,88	47,22	48,44	46,76	46,82	48,52	49,62
TiO_2	1,49	1,89	—	0,71	0,40	—	1,34	1,26	0,90	0,83	—	0,81	0,16	—
Al_2O_3	29,16	29,78	30,16	30,36	30,62	27,82	29,93	29,76	31,29	31,62	31,73	31,86	31,77	28,89
Cr_2O_3	3,01	2,96	2,84	2,55	3,28	0,96	3,29	2,09	1,84	0,89	1,91	1,91	1,35	0,82
Fe_2O_3	2,61	2,56	2,12	1,31	1,28	3,44	1,72	1,83	1,61	1,33	1,09	1,31	0,92	3,36
FeO	2,33	1,87	0,94	1,93	0,82	0,58	0,88	1,97	1,32	0,87	1,00	1,44	0,96	0,66
MnO	0,21	0,09	0,06	0,08	0,19	0,09	0,11	0,08	0,08	0,12	—	0,16	0,09	0,15
MgO	1,36	1,49	1,84	0,94	0,96	1,85	0,97	0,83	0,86	0,36	0,29	0,48	0,58	2,10
CaO	0,18	0,31	0,17	0,12	0,17	—	0,12	0,14	0,08	0,05	0,08	0,10	0,17	0,31
Na_2O	1,18	1,32	2,66	2,39	2,94	2,69	1,57	1,66	2,72	2,75	2,29	1,74	2,39	2,77
K_2O	6,63	8,64	8,74	9,18	8,91	8,71	7,72	8,87	8,91	9,82	10,17	9,55	9,46	7,89
H_2O	3,42	3,64	3,55	3,60	3,71	3,32	3,81	4,62	3,16	3,91	4,66	3,81	3,62	3,42

1, Serpentinite de pe culmea Foltea (Munții Sebeș); *2*, eclogite de pe valea Iepii (Munții Sebeș); *3*, eclogit de pe valea Molidului (Munții Sebeș); *4*, serpentinite de la Mlăcile (Munții Sebeș); *5*, eclogite de la Sibișel (Munții Sebeș); *6*, calcare cipolinice de pe valea Rudăreasa (Munții Lotru); *7*, eclogite de la Sibișel (Munții Sebeș); *8*, serpentinite de la Voineasa (Munții Lotru); *9*, serpentinite de la Vadu Dobrii (Munții Poiana Ruscă); *10*, calcare cipolinice de pe valea Rudăreasa (Munții Lotru); *11*, calcare cipolinice de sub culmea Cărbunele (Munții Parîng); *12*, calcare cipolinice de sub culmea Cărbunele (Munții Parîng); *13*, serpentinite de la Urda Mare (Munții Almajului); *14*, calcare cipolinice de pe valea Rudăreasa (Munții Lotru).

Indicii de refracţie, birefringenţa şi unghiul axelor optice variază în felul următor :

	Clinoclor	Clinoclor cromifer
np	1,572	1,575—1,581
nm	1,573	1,582—1,588
ng	1,575	1,584—1,596
ng—np	0,003	0,009—0,015
2 V	0—40°	0—20°

Proprietăţile optice (fig. 1) variază, de regulă, în funcţie de conţinutul în Cr_2O_3, în sensul că pe măsură ce creşte cantitatea de Cr_2O_3 cresc valoarea indicilor de refracţie şi birefringenţa, în schimb scade unghiul axelor optice.

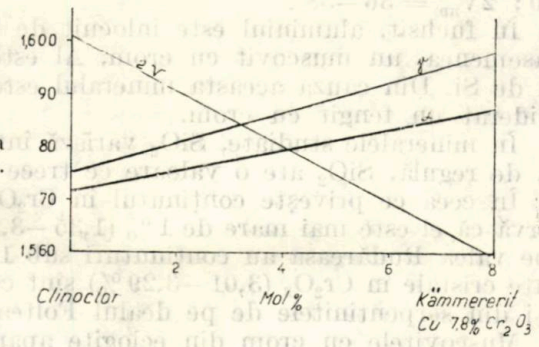


Fig. 1. — Diagrama de variaţie a indicilor de refracţie şi a ∢ 2V.

Este optic pozitiv, iar unghiul de extincţie variază de la 2—7°.

Cristalele de clinoclor întîlnite sub Muntinu şi sub Coasta lui Rusu, cu un conţinut în Cr_2O_3 de 3,22 %, au np=1,579, ng=1,584 (+) $2V_{ng}$=28°. Cristalele de la Urdele şi valea Liubotina conţin 0,49 % Cr_2O_3 şi nm= 1,574 şi (+) 2V=38°.

Chimic, majoritatea cristalelor analizate au un conţinut în crom sub 0,10 % şi numai unele cristale de la Urdele, dealul Paltinei (Munţii Sebeş), Muntinu şi Coasta lui Rusu au conţinuturi mai ridicate (peste 0,10 %, ajungînd pînă la 0,24 %. Ceea ce este necesar de semnalat este faptul că, pe măsură ce creşte conţinutul în crom, scade cel de nichel. Astfel, la un conţinut de crom de 0,04 % nichelul are valoarea de 0,05 %, cum este cazul cristalelor de clinoclor de pe valea Liubotina. La cele de sub Muntinu şi Coasta lui Rusu, la un conţinut în crom de 0,24 %, nichelul are valoarea doar de 0,01 %.

În 1898, Murgoci semnalează pe valea Latoriţei serpentinite cu bronzit ce conţin 1,94 % Cr_2O_3. În 1961, Dudnic, Fetov şi Apostol [1] menţionează în Paring (Urdele), sub culmea Muntinu, conţinuturi în Cr_2O_3 de 0,10 şi 0,98 % şi în 1979 Maria Pavelescu [2] pune în evidenţă în zonele Urdele, Muntinu şi Cărbunele conţinuturi de 0,059 şi 0,987 % Cr_2O_3.

[1] Raport geologic, Arh. I.G.G.
[2] Raport geologic, Arch. I.G.G.

O parte din acest crom bineînțeles a intrat în compoziția cromitului, altă parte în rețeaua diopsidului (Coasta lui Rusu) și, în fine, alta în rețeaua clinoclorului.

Muscovitul cromifer (fuchsit). Cristale bine dezvoltate de fuchsit au fost întîlnite în eclogitele de pe valea Iepii, Valea Molidului și dealul Băilor în Munții Sebeș, în calcarele cipolinice de pe Valea Rudăreasa și din culmea Cărbunele. De regulă, el se prezintă sub formă de lamele alungite sau în agregate fin fibroase de culoare verde, verde-gălbui, verde în tonuri albăstrui. Uneori este incolor. Pleocroismul acestor lamele este destul de variat: np variază de la incolor pînă la verde deschis-albăstrui pal, nm de la verde la verde-gălbui și ng de la verde închis la verde-albăstrui închis.

Indicii de refracție variază în funcție de conținutul în crom, în sensul că pe măsură ce crește acest conținut crește și valoarea lor: np = 1559—1572; nm = 1593—1604; ng = 1595—1612; ng-np = 0,036—0,040; $2V_{np} = 36—38°$.

În fuchsit, aluminiul este înlocuit de Cr, în mariuposit, care este, de asemenea, un muscovit cu crom, Al este înlocuit nu numai de Cr, ci și de Si. Din cauza aceasta mineralul este mai bogat în SiO_2 și este considerat un fengit cu crom.

În mineralele studiate, SiO_2 variază între 44,52 și 49,62%; în fengite, de regulă, SiO_2 are o valoare ce trece de 50%.

În ceea ce privește conținutul în Cr_2O_3 din cristalele studiate, se observă că el este mai mare de 1% (1,35—3,29%) și numai unele cristale de pe valea Rudăreasa au conținuturi sub 1% (0,82—0,96%). Cele mai bogate cristale în Cr_2O_3 (3,01—3,29%) sînt cele din eclogitele de la Sibișel și din serpentinitele de pe dealul Foltea (tabelul nr. 3).

Muscovitele cu crom din eclogite apar în parageneză cu pargasit, glaucofan, epidot, zoizit, biotit, granați, ilmenit, rutil, clorit, titanit. Rocile sînt, în general, destul de puternic hidrotermalizate.

În calcarele cipolinice, paragenezele sînt constituite din calcit dolomit, clorit, albit, pirită, sericit.

În funcție de conținutul în Al, conținutul în Cr se plasează cu predilecție în spațiul cuprins între 3,02 și 3,32% pentru Al, de exemplu cristalele din calcarele de la Rudăreasa. Într-un mod cu totul excepțional apare un conținut mai ridicat în crom (1,52%) la un conținut scăzut în Al (2,20%), cum este cazul cristalelor provenite din serpentinitele de la Foltea. Este de remarcat faptul că aceste cristale, din serpentinitele de la Foltea, cele mai bogate în Cr, sînt și cele mai sărace în K și Na (1,09, respectiv, 0,44%), dar cele mai bogate în Fe^{+3} (0,50%). Cristalele cele mai sărace în Cr și cele mai bogate în Al sînt totodată și cele mai bogate în K și Na (1,6, respectiv, 1,04%), cum este cazul cristalelor de fuchsit provenite din calcarele cipolinice de pe Rudăreasa.

Antigoritul cu nichel (schuchardtit). Cristalele de antigorit cu nichel au fost întîlnite atît în serpentinitele din Munții Sebeș (Dealul Negru, Mlăcile, Foltea), cît și în cele din Munții Parîng (Zănoaga Verde, Coasta lui Rusu, Urdele).

Cristale studiate din punctul de vedere chimic și al constantelor optice se plasează între nepouit și antigorit, corespunzînd schuchardtitului. Sînt de culoare verde, verde-albăstrui, verde-oliv pînă la verde-galben,

brun. Se prezintă sub formă de agregate solzoase, foioase, fin lamelare. Culoarea lor variază în funcție de conținutul în nichel.

Se observă uneori o concreștere de lamele dispuse rectangular, în care predomină fețele: (001), (100) și (010).

Din punctul de vedere al proprietăților optice se observă că indicii de refracție cresc pe măsura creșterii de Fe_2O_3, a raportului între Fe : Mg și a cantității de nichel. În felul acesta indicii de refringență și birefringență variază în felul următor:

	antigorit	schuchardtit	nepouit	antigorit cu nichel studiat
np	1,558	1,569—1,576	1,563—1,609	1,564—1,569
nm				1,570—1,575
ng	1,562	1,579—1,93	1,570—1,640	1,571—1,579
ng-np	0,004	0,010—0,017	0,007—0,031	0,007—0,010

Cristalele din serpentinitele (fig. 2) din Coasta lui Rusu au np = 1,569, nm = 1,575 și ng = 1,579, iar cele din serpentinitele de la Urdele au np = 1,564, nm = 1,570 și ng = 1,571.

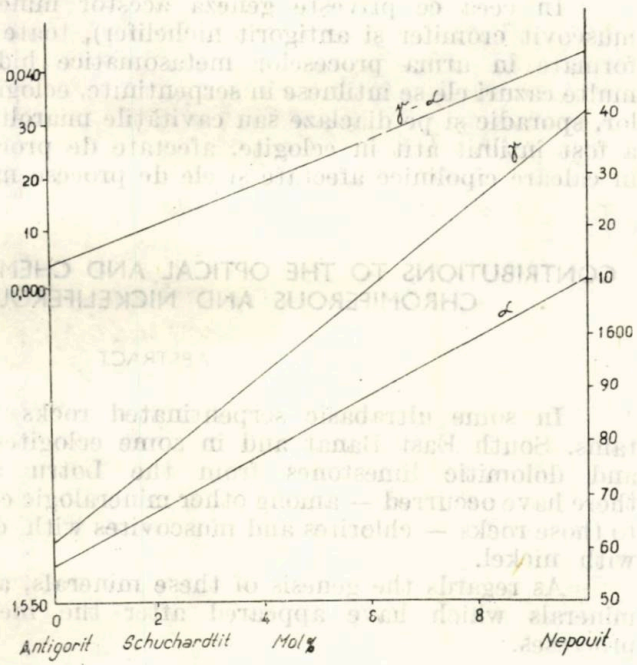


Fig. 2. — Diagrama de variație a indicilor de refracție și a birefringenței.

Pleocroismul cristalelor studiate variază mult, în sensul că după np culoarea este verde-albăstruie pînă la incolor, iar după ng verde-galbenă pînă la brun, rar verde-oliv. Multe din cristale prezintă însă un pleocroism slab în tonuri verzui palide. În ce privește unghiul axelor optice, acesta variază între 37 și 55°. Se observă că valoarea lui scade

pe măsură ce crește conținutul în nichel; astfel, în antigoritele care conțin numai urme de nichel valoarea lui 2 V_{np} este de 55°, iar în cele cu circa 0,15% NiO, $2V_{np} = 47\%$; la un conținut de 0,50% NiO, 2 $V_{np} = 37°$, cum este cazul cristalelor provenite din serpentinitele de la Coasta lui Rusu (tabelul nr. 1).

Din punct de vedere chimic, raportul între NiO : MgO în nepouit variază între 16 : 1 și 1 : 1,6, în schuchardtit între 1 : 1,45 și 1 : 256, iar în cristalele studiate de noi acest raport variază între 1 : ~ 59 și 1 : ~ 354. Din aceste raporturi reiese că o mare parte din cristalele studiate se încadrează în tipul schuchardtit, iar altele în antigorite cu nichel. Raportul de 1 : 354 se întîlnește în cristalele de la Urdele, iar de 1 : 59 în cele din Coasta lui Rusu. În general, cristalele din masivul Urdele au conținutul cel mai scăzut în nichel, iar cele din Coasta lui Rusu cel mai ridicat. Un conținut de asemenea relativ ridicat îl prezintă și cristalele din serpentinitele de la Zănoaga Verde.

Din repartiția spațială se observă că zona relativ cea mai nicheliferă este Zănoaga Verde — Coasta lui Rusu, urmează serpentinitele din Munții Sebeș (Dealul Negru, Mlăcile, Foltea) cu raporturi ce variază între 1 : 106 și 1 : 141, iar cele mai sărace sînt cele din Parîng (Urdele) cu raportul de 1 : 354.

În ceea ce privește geneza acestor minerale (clinoclor cromifer, muscovit cromifer și antigorit nichelifer), toate sînt minerale secundare formate în urma proceselor metasomatice hidrotermale. În cele mai multe cazuri ele se întîlnesc în serpentinite, eclogite sau roci verzi, în masa lor, sporadic și pe diaclaze sau cavitățile miarolitice. Muscovitul cromifer a fost întîlnit atît în eclogite, afectate de procese metasomatice, cît și în calcare cipolinice afectate și ele de procese metasomatice.

CONTRIBUTIONS TO THE OPTICAL AND CHEMICAL STUDY OF SOME CHROMIFEROUS AND NICKELIFEROUS MINERALS

ABSTRACT

In some ultrabasic serpentinated rocks from the Parîng Mountains, South East Banat and in some eclogites from Sebeș Mountains and dolomitic limestones from the Lotru and Parîng Mountains, there have occurred — among other mineralogic components characteristic to those rocks — chlorites and muscovites with chromium or antigorites with nickel.

As regards the genesis of these minerals, all of them are secondary minerals which have appeared after the metasomatic hydrothermal processes.

BIBLIOGRAFIE

Bercia I., Bercia E. (1962), *Contribuții la studiul serpentinitelor din Banatul de sud*, An. Com Geol, **32**.

Brindley G. W., Zussman J. (1957), *A structural study of the thermal transformation of serpentine minerals to forsterite*, Amer. Min., **42**.

Clifford T. N. (1957), *Fuchsite from a Silurian quartz conglomerate, Aeworth Township, New Hampshire*, Amer. Min., **42.**

Hess H. H., Smith R. J., Dengo G. (1952), *Antigorite from the vicinity of Caracas, Venezuela*, Amer. Min., **37.**

Hey H. (1954), *A new review of the chlorites*, Min. Mag., **30.**

Laphman D. M. (1958), *Structural and chemical variation in chromium chlorite*, Amer. Min.,**43.**

Murgoci G. M. (1895), *Contribuțiuni la studiul petrografic al rocilor din zona centrală a Carpaților Meridionali. IV. Serpentinitele din Urdele, Muntinu și Găuri (Masivul Paringu)*, An. Muz. geol. și paleont.

Nelson B. W., Roy R. (1958), *Synthesis of the chlorite and their structural and chemical constitution*, Amer. Min., **43.**

Orcel (1927), *Recherches sur la composition chimique des chlorites*, Bul. Soc. Franc. Min., **50.**

Orcel J., Henin S. (1950), *Nouvel essai de classification des chlorites*, Min. Mag., **29**,

Pavelescu L. (1957), *Contribuții la studiul unor eclogite din Munții Sebeșului*, Bul. șt. Secț. geol. geogr., **II**, 1.

Pavelescu L. (1968), *Contribution to the study of chromiferous diopsides and other minerals of the peridotitic rocks from Coasta lui Rusu (Southern Carpathians)*, Rev. roum. Géol., Géophis., Géogr., Ser. de Géologie, **13**, *1.*

Pavelescu L., Pavelescu Maria (1965), *Contributions a l'etude des roches ophiolitiques de la zone Monts Lotru et Paring (Carpathes Meridionales)*, Carpatho-Balkan. Geolog. Assoc., VII. Congr., Sophia.

— (1965), *Cercetări geologice și petrografice între Oașa (Munții Sebeșului) și Urdele (Munții Parîngului)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **10**, *2.*

Petrulian N. (1935), *Etude chalcographique des chromites du Banat*, Bul. Soc. Rom. Geol., *2.*

Petrulian N., Buzilă-Steclaci L (1954), *Contribuții la studiul serpentinelor nichelifere din R.P.R. Serpentinele din Banat*, Bul. șt., *6.*

— (1975), *Modul de prezentare a nichelului în rocile ultrabazice din Munții Sebeș*, Bul. șt., *2.*

Ross C. S., Shannon E. V., Gonyer F. A. (1928), *Origin of nickel silicates at Webster, North Carolina*, Econ. Geol., **23.**

Savul M. (1932), *Note sur la présence du nickel dans les serpentines chromifères du Banat*, Bul. Soc. Rom. Geol., *1.*

Shannon E. V. (1921), *Analyses and optical properties of amesite and corundophilite from Chester, Mass, and of chromium bearing chlorites from California and Wyoming*, Proc-U.S. Nat. Mus., **58.**

Whitmore D.R.E., Berry L.G., Hawley J. E. (1946), *Chrome micas*, Amer. Min., **31.**

Zussman J. (1954), *Investigation of the crystal structure of antigorite*, Min. Mag., **30.**

Universitatea București
Facultatea de geologie-geografie

Primit în redacție la 10 aprilie 1982

STUDIUL CRISTALOGRAFIC ŞI PARAGENETIC AL BARITULUI DIN MINA DOLEA — BRUSTURI (JUD. ARAD)

DE

EUGEN STOICOVICI, MIRCEA NEDOPACA

În studiul de faţă prezentăm pe scurt aspectul cristalografic şi condiţiile de parageneză ale unei iviri de barit din ţară, şi anume din mina Dolea — Brusturi, jud. Arad.

Au fost studiate 70 de cristale de barit provenite din diferite puncte ale zăcămîntului polimetalic în curs de exploatare de la Dolea, deschis în prezent pe o înălţime de circa 450 m.

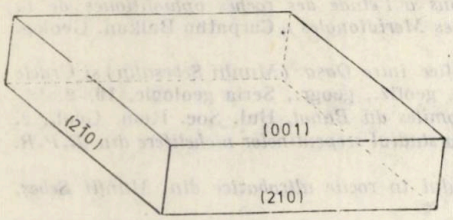


Fig. 1. — Barit cu habitus tabular.

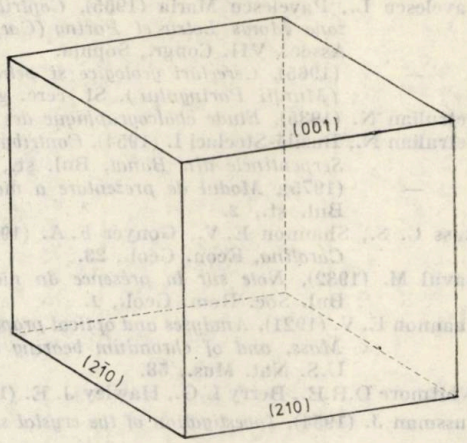


Fig. 2. — Barit cu habitus prismatic-izometric.

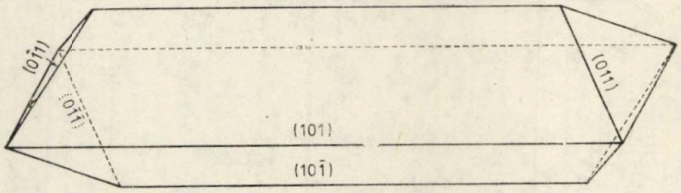


Fig. 3. — Barit cu habitus domatic-alungit.

Cristalele au dimensiuni variabile, de la 1 la 40 mm, dau, în majoritatea cazurilor, reflexe de calitate mediocră şi se încadrează în următoarele trei variante de habitus:

— tabular, dezvoltat după forma de pinacoid $c\{001\}$ (fig. 1);

— izometric, cu o dezvoltare sensibilă egală în direcţiile axelor a, b şi c (fig. 2);

— alungit după axa b, predominînd prisma $\{101\}$ (fig. 3).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 28, P. 12–16, BUCUREŞTI, 1983

Cele trei variante de habitus reprezintă de fapt diferite dezvoltări ale principalelor forme cristalografice ale baritului din mina Dolea.

Conform experienței, aici se dezvoltă în primul rînd formele de prismă rombică {210}, ale pinacoidului {001} și ale prismei {101}. La aceste forme principale se mai adaugă, cu o frecvență mult mai scăzută, un număr redus de alte forme cristalografice, care, în combinație cu primele, pot produce cristale cu un aspect ceva mai complicat, dar întotdeauna derivabil din unul din cele trei habitusuri (fig. 1, 2, 3,).

Din măsurătorile goniometrice rezultă un raport axial ce corespunde cu exactitate valorilor din literatură, și anume:

$$a : b : c = \begin{cases} 1{,}624 : 1 : 1{,}315, \text{determinat} \\ 1{,}627 : 1 : 1{,}310 \text{ din literatură (Ramdohr, Strunz, 1967).} \end{cases}$$

Unghiurile diedre suplimentare măsurate efectiv aparțin la nouă zone distincte, reprezentate în tabelul nr. 1, iar dintre acestea au fost utilizate la calcularea raportului axial următoarele trei valori:

$\measuredangle(011)-(001) = 52°\ 41'\ 58''$
$\measuredangle(210)-(010) = 50°\ 45'\ 55''$
$\measuredangle(101)-(001) = 38°\ 31'\ -$

Tabelul nr. 1

Unghiuri diedre măsurate

Nr. ord.	Unghiuri diedre între	Unghiul diedru suplimentar
1	(001) — (011)	52°41′58″
2	(011) — (010)	37° 2′19″
3	(010) — (210)	50°45′55″
4	(001) — (101)	38°31′ 0″
5	(101) — (301)	29°29′15″
6	(210) — (221)	26° 9′ 0″
7	(210) — (011)	60° 3′30″
8	(011) — (201)	70°42′ 0″
9	(210) — (201)	48° 2′ 0″
10	(011) — (211)	46°20′ 0″
11	(211) — (221)	21° 7′ 0″
12	(211) — (001)	64°59′ 0″
113	(221) — (210)	25°45′ 0″

Prin utilizarea în continuare a datelor unghiulare din tabelul nr. 1 a fost construită proiecția stereografică a totalității formelor existente la cristalele de barit din mina Dolea, stabilindu-se astfel trachtul baritului din această nouă ocurență. În proiecție s-au figurat și relațiile de zonalitate existente între formele cristalografice (fig. 4).

Se constată prezența unui număr relativ restrîns de forme avînd o frecvență foarte diferită, astfel încît toate cristalele de la Dolea pot fi grupate în cele trei tipuri de habitus amintite.

Formele cu frecvența foarte mare și cu o dezvoltare maximă a fețelor sînt: prisma rombică, pinacoidul *c* și prisma macrodomală. Forma

cu frecvenţă mare, dar cu dezvoltare redusă a suprafeţei este prisma brachidomală. O frecvenţă mică şi o dezvoltare foarte slabă a suprafeţei le înregistrăm la formele de pinacoid *a* şi *b*. Frecvenţă foarte mică şi dez-

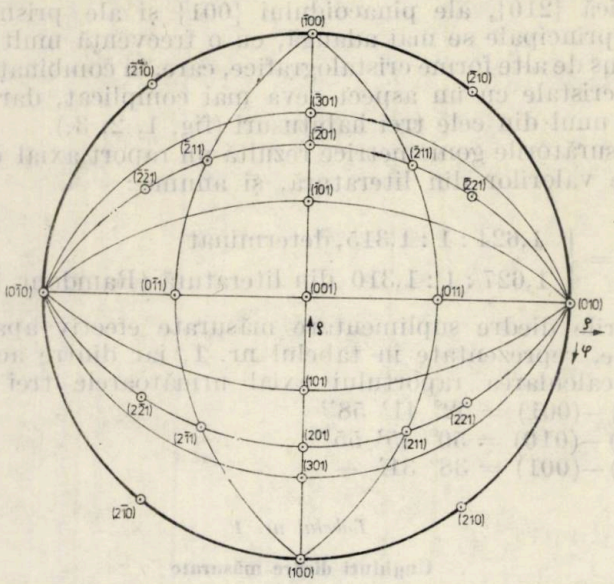


Fig. 4. — Proiecţia stereografică a feţelor şi a zonelor existente la baritul din mina Dolea.

voltare rudimentară, de multe ori defectuoasă, a feţelor se observă la următoarele forme: prismele macrodomale {201}, {301} şi bipiramidale {211} şi {221} (tabelul nr. 2).

Dacă luăm în considerare totalitatea cristalelor studiate (70 de exemplare), obţinem, în funcţie de formele cristalografice existente, procentajele frecvenţei şi aprecierea dezvoltării relative a planelor feţelor cristalografice (tabelul nr. 2).

Tabelul nr. 2

Formele prezente în trachtul baritului

Nr. ord.	Forma	Indicii formei	Frecvenţa %	Suprafaţa relativă
1	Prismă rombică	{210}	98,5	f. mare
2	Pinacoid	{001}	96	f. mare
3	Prismă macrodomală	{101}	74	mare—f. mare
4	Prismă brachidomală	{011}	36	mică
5	Pinacoid	{010}	3	f. mică
6	Pinacoid	{100}	3	f. mică
7	Bipiramidă	{211}	1,5	f. mică
8	Bipiramidă	{221}	1,5	f. mică
9	Prismă macrodomală	{201}	1,5	f. mică
10	Prismă macrodomală	{301}	1,5	f. mică

La cristalele de barit din mina Dolea se observă numeroase defecte pe care le putem sistematiza astfel:

1. Paralel cu feţele de prismă rombică {210} se observă depuneri periodice de pulberi albe sau verzui, caolinoase-cloritoase, care dau cristalelor de barit un aspect zonar. Acest aspect rezultă — după cum am amintit — din alternanţa părţilor albe-verzui, mate, cu părţile transparente şi incolore de barit. Zonalitatea se observă cel mai bine în planul pinacoidului {001}, deci în poziţie perpendiculară pe feţele de prismă rombică.

2. Pe principalele feţe, ca de exemplu (210) şi (001), se observă trepte de creştere, rezultate în timpul cristalizării, datorită unei alimentări neregulate cu soluţii.

3. La suprafaţa cristalelor, pe suprafaţa netedă a acestora, apar denivelări cu aspect mat, care s-au format, după toate probabilităţile, prin coroziune. Aspecte asemănătoare sînt citate în literatura cristalografică (Goldschmidt, 1913).

4. Concreşteri de cristale noi pe cristale vechi de barit (fig. 5).

5. Suprapuneri de cristale aparţinînd la două generaţii cu dezvoltarea unor forme distincte. Astfel, la cristalul iniţial apar forme mai numeroase şi bine dezvoltate: {001}, {210}, {101} şi {011}, vizibile prin transparenţa cristalului suprapus, care, la rîndul său, este format doar din două forme: {001} şi {210}.

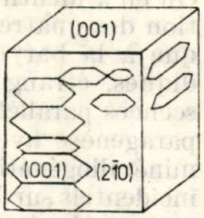


Fig. 5. — Concreşteri dirijate la baritul din mina Dolea.

6. Asociaţii orientate de cristale lamelare de barit alipite după faţa (100), dînd plăci cu direcţiile paralele ale axelor cristalografice *a*, *b* şi *c* pentru fiecare component al seriei. Asociaţia este cunoscută în literatura cristalografică la baritul din Transilvania, dar fără indicarea localităţii (Presl, în Goldschmidt, 1913).

Cristalele de barit apar fie în lungul fisurilor din rocile-gazdă — şisturi cloritoase sau granodiorite —, fie în golurile din aceste roci, pentru a da geode cu barit.

Baritul mai poate apare însă şi ca un component al paragenezei polimetalice, formînd unul din mineralele de gangă ale minereului.

În primul caz, peste cristalele şi agregatele de cuarţ, rodocrozit şi odată cu calcitul se depune barit în cele trei habitusuri: tabular, izometric şi alungit după *b*. Odată cu cristalele de barit se depun, sub forma unor cruste, lamele subţiri de caolinit-clorit, minerale care de obicei încheie ciclul cristalizării.

În cazul asociaţiei cu minereul polimetalic, baritul se dezvoltă tot cu aceleaşi habitusuri: tabular, izometric şi alungit după axa *b*. Ordinea cristalizării este: minereu, cuarţ, calcedonie, calcit (rodocrozit, barit, clorit, caolinit (nacrit). Se observă atît barit pe calcit — ultimul concrescut în rozete —, cît şi recurenţe de calcit pe barit.

Remarcăm deci că baritul se formează în partea finală a procesului mineralogenetic hidrotermal, în cantităţi subordonate, fără interes economic, întrucît constituie fie un mineral de gangă sporadic al minereului, fie depuneri incidentale pe fisurile şi în geodele rocilor-gazdă.

Din observaţiile de teren se mai poate conchide că, odată cu creşterea adîncimii zonei mineralizate, cristalele de barit din mina Dolea

devin din ce în ce mai rare. Acest fapt de observaţie se acordă cu condiţiile de cristalizare la temperaturi scăzute (epitermal) a baritului şi a mineralelor de gangă care îl însoţesc nemijlocit (calcit, clorit, caolinit).

ÉTUDE CRISTALLOGRAPHIQUE DE LA BARYTINE DE LA MINE DOLEA-BRUSTURI, DÉPARTEMENT D'ARAD

RÉSUMÉ

Comme résultat de l'analyse cristallographique de nombreux échantillons de barytine de la mine de Dolea—Brusturi, on constate la présence de trois variantes d'habitus : tabulaire, isométrique et domatique. On en a identifié 10 formes dont la fréquence est très différente à l'exception des quatre formes principales : (210), (100), (101) et (011). On remarque à la barytine de nombreux défauts de cristallisation : dépôts périodiques, étrangers, degrés de croissance, corrosions à aspect mat, concrescences parallèles de cristaux. Les cristaux de barytine apparaissent en paragenèse avec les sulfures polymétalliques vers la fin du processus minérallogénétique hydrothermal ou bien comme dépôts solitaires et incidentels sur les fissures ou dans les géodes des roches (schistes à chlorite et granodiorite).

BIBLIOGRAFIE

Goldschmidt V. (1913), *Atlas der Kristallformen*, Heidelberg.
Ramdohr P., Strunz H. (1967), *Lehrbuch der Mineralogie*, Stuttgart.

Primit în redacţie la 5 noiembrie 1981

Universitatea „Babeş-Bolyai"
Catedra de geologie

PETROGRAFIA ŞI PETROGENEZA ROCILOR FILONIENE DIN MASIVUL ALCALIN DE LA DITRĂU

DE

NICOLAE ANASTASIU, EMIL CONSTANTINESCU, NAZAR GARBAŞEVSKI, GYULA JAKAB

Una din particularităţile petrografice şi structurale ale masivului alcalin de la Ditrău este determinată de frecvenţa şi varietatea mare a rocilor filoniene. Prezenţa lor în masiv a fost de mult sesizată (Ianovici, 1933, 1938; Streckeisen, 1952, 1954) fără, însă, a fi redate descrieri petrografice detaliate sau a fi efectuate corelaţii între petrogeneză şi metalogeneză.

Atenţia care s-a acordat în ultima vreme rocilor filoniene[1] a plecat de la poziţia lor spaţială şi de la legătura pe care par a o avea cu mineralizaţiile de la Jolotca şi cu cele din zona Aurora — Hereb. Observaţiile petrografice efectuate permit o mai bună sistematizare a rocilor cu formă de zăcămînt filoniană (Anastasiu, Constantinescu, 1980) şi conduc, implicit, la o imagine petrogenetică mai completă.

TIPURI PETROGRAFICE

Frecvenţa filoanelor în cadrul masivului Ditrău constituie o dovadă evidentă a punerii succesive în loc a unor produse de diferenţiere magmatică legate de topituri alcaline bogate fie în minerale salice, fie în minerale femice. Intruziunea lor a fost controlată structural de un sistem neregulat de fracturi şi diaclaze (Anastasiu, Constantinescu, 1980). Condiţiile de răcire ale magmelor din care au provenit explică diversitatea lor structurală: faciesurile microcristaline, mediu granulare şi pegmatoide, iar conexiunea lor cu principalele tipuri de roci din masiv este reflectată de compoziţia mineralogică.

Rocile care apar sub formă de filoane sînt reprezentate prin leucosienite, microsienite porfirice, microsienite bostonitice, albitite, sienite şi microsienite foidice, tinguaite, granite alcaline, aplite şi pegmatite — ca prototipuri cu tendinţă leucocrată — şi prin: lamprofire — vogesite, kersantite, spessartite, camptonite şi odinite — ca prototipuri cu tendinţă melanocrată.

Alături de acestea, dar reduse ca răspîndire, mai pot fi întîlnite filoane cu carbonaţi, epidot, sodalit şi biotit.

Leucosienite. Filoanele de leucosienite sînt localizate în ultramafitele şi dioritele din compartimentul nordic, afloreză în bazinul văii Jolotca şi sînt interceptate de toate galeriile executate

[1] Anastasiu N., Constantinescu E. (1981), *Studiul petrografic şi petrochimic al rocilor filoniene din masivul alcalin de la Ditrău în vederea stabilirii unor indicatori metalogenetici*, Raport geologic, arhiva I.P.E.G. Harghita.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 28, P. 17–23, BUCUREŞTI, 1983

în acest perimetru; prezintă frecvent structuri zonare (fig.1); în compartimentul central ele se întîlnesc în masa essexitelor deschise de șoseaua Ditrău — Tulgheș și în bazinul superior al pîrîului Putna.

Filoanele apar fie izolate, fie sub forma unei rețele filoniene în care pot fi sesizate intruziuni succesive.

Compoziția mineralogică: feldspați alcalini (microclin și albit) 60%; plagioclazi (An_{10-15}) 30%; biotit(±) și/sau hornblendă 8%; mineralele accesorii (zircon, corindon, calcit, epidot) 2%.

Microsienite porfirice și microsienite bostonitice. În zona marginală a masivului alcalin de la Ditrău varietățile de microsienite constituie cele

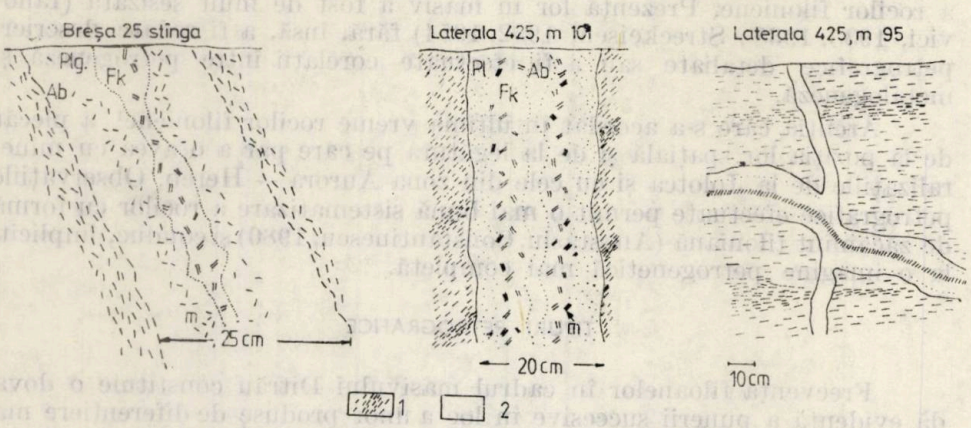


Fig. 1. — Structuri zonare ale filoanelor de sinitoide (*2*) cantonate în hornblendite și diorite (*1*) (Valea Jolotca): *Fk*, feldspați potasici pertitici; *Plg*, plagioclaz; *Ab*, albit.

mai frecvente roci filoniene. Ele traversează ultramafitele, dioritele, essexitele și chiar sienitele masive sau monzonitele. Aceste filoane sînt bine deschise în bazinul văii Jolotca, în Valea Mare a Ditrăului și șoseaua Ditrău — Tulgheș, în bazinul văii Belcina (zona Aurora — Hereb — Cianod) și în pîrîul Chiurutz. În aflorimente, rocile apar de culoare albă sau roz și sînt microcristaline, sărace în minerale femice; pentru aceste considerente continuă să fie descrise ca aplite (dar rocile nu conțin cuarț!). Structura lor porfirică, determinată de caracterul inechigranular al feldspaților, sau cea bostonitică, sugerată de orientarea vizibilă a albitului și feldspatului potasic din masa fundamentală, nu pot fi observate decît sub microscop.

Filoanele au grosimi centimetrice și decimetrice și traversează rocile-gazdă pe lungimi cartabile—de zeci și sute de metri. Cele mai multe au caracter discordant față de elementele structurale ale rocilor străbătute; unele constituie separații concordante (în special în meladiorite). Se întîlnesc ca sisteme paralele, a căror direcție predominantă pare normală la linia de demarcație a masivului.

Compoziția lor mineralogică cuprinde: feldspați alcalini (microclin și albit) 60—75%; plagioclazi (An_{10-18}) 10—25%; muscovit 2—4%; biotit 5—7%; amfiboli 2—3%; minerale accesorii (zircon, apatit, corindon, calcit) 2% (pl. I, fig. 1).

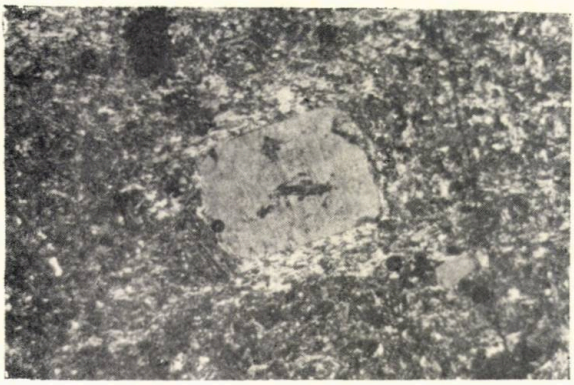


Fig. 1. — Microsienit porfiric ; filon din cariera Cianod ; N+ ; × 20.

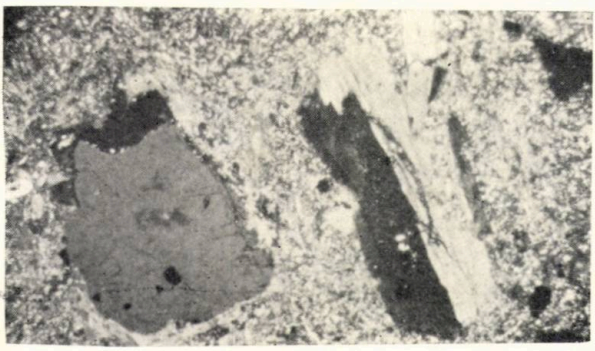


Fig. 2. — Microsienit foidic cu structură porfirică ; filon din cariera Cianod ; N + ; × 20.

Fig. 3.— Albit de recristalizare în filon de albitit ; galeria Hereb ; N+ ; × 20.

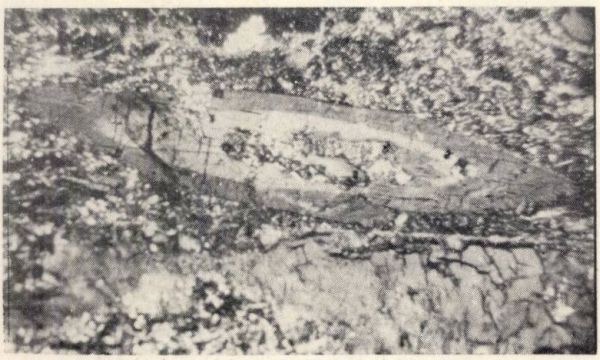


Fig. 4. — Barkevikit zonat în camptonit ; filon de lamprofir din pîriul Cianod ; N+ ; × 20.

Albitite. Rocile formate preponderent din albit au fost interceptate de galeriile XX și XXV (baz. Jolotca) și aflorează în Valea Mare a Ditrăului, pîrîul Cianod — Hereb și în zona Belcina — Aurora, unde traversează meladiorite și diorite, respectiv essexite sau sienite.

Compoziția mineralogică este simplă: albit 70—80%; microclin și/sau plagioclaz 10—15%; muscovit 5%; minerale accesorii (zircon, corindon, apatit) 3% (pl. I, fig. 3).

La periferia corpului central de sienite foidice din Valea Mare — Güdütz — Priczke și în vecinătatea apofizelor din culmea Teascului apar filoane de sienite nefelinice cu structuri normal granulare și microgranulare (pl. I, fig. 2).

În compoziția mineralogică intră: feldspați alcalini 50—70%; nefelin 20—30%; plagioclazi 5—10%; biotit și/sau hornblendă 5—10%; minerale accesorii secundare (zircon, apatit, cancrinit) 3—5%.

În zona centrală a masivului alcalin de la Ditrău (Valea Mare — Vf. Prizcke și subordonat în părțile periferice) tinguaitele se individualizează ca faciesuri filoniene intim asociate cu rocile foidice sau traversînd monzonitele și sienitoidele.

În constituția mineralogică se întîlnesc: feldspați alcalini (microclin și albit) 40—55%; nefelin 30—35%; augit — egirin 4—8%; biotit 4—8%; amfiboli 3—5; minerale accesorii și secundare (zircon, apatit, cancrinit, analcim, calcit, sodalit) 3%.

În masivul Ditrău filoanele de roci cuarțo-feldspatice se întîlnesc accidental și aparțin categoriilor petrografice de granite alcaline, aplite și pegmatite.

Lamprofire. Filoanele de lamprofire constituie trăsătura distinctă a masivului alcalin de la Ditrău. Ele sînt larg răspîndite atît în compartimentul nordic, cît și cel sudic și se pot identifica cu limite tranșante în masa ultramafitelor, a mafitelor, a dioritelor, sienitoidelor, granitoidelor, sienitoidelor foidice și essexitelor, precum și în zona limitrofă masivului. Poziția lor în masiv și relațiile cu filoanele leucocrate sugerează punerea lor în loc în etape succesive. Acest lucru poate, de altfel, explica prezența în aceeași arie a unor roci proaspete alături de roci intens transformate.

Filoanele prezintă grosimi variabile — de la centimetrice la metrice și direcții constante pe sute de metri; sistemele pe care le formează cuprind, de regulă, filoane paralele sau subparalele și filoane ramificate sau anastomozate; în limitele acestora rocile sînt de culoare neagră, neagră-cenușie sau verde închis, au o structură microcristalină, în care, de multe ori, se pot identifica fenocristale de minerale femice (amfiboli sau piroxeni) (structurile porfirice propriu-zise sînt însă vizibil microscopic).

Varietățile mineralogice pot fi separate numai sub microscop: lamprofire calcoalcaline-biotitice (minette și kersantite), amfibolice (vogesite și spessartite) și lamprofire alcaline (camptonite) (pl. I, fig. 4).

Alături de filoanele de roci leucocrate și de lamprofire, în masivul alcalin de la Ditrău se întîlnesc și filoane sau rețele filoniene cu compoziția monominerală sau aproape monominerală, corespunzînd unor depuneri tardive legate de circulația soluțiilor hidrotermale în lungul dislocațiilor disjunctive și al diverselor sisteme de fisuri care afectează corpul. Este cazul depunerilor de carbonați, epidot, sodalit și biotit.

CONSIDERAȚII PETROGENETICE

Diversitatea petrografică și structura complicată pe care o prezintă masivul alcalin de la Ditrău sînt rezultatul unor procese petrogenetice polistadiale desfășurate într-un interval mare de timp. În evoluția sa, punerea în loc a rocilor filoniene a marcat un moment de desăvîrșire a structurii geologice (Anastasiu, Constantinescu, 1980; Anastasiu și colab., 1983).

Prezența filoanelor în cadrul masivului argumentează trecerea acestuia printr-un stadiu magmatic, iar natura lor petrografică confirmă caracterul comagmatic.

Examenul tipurilor petrografice a evidențiat existența unui număr mare de roci care îmbracă faciesuri filoniene, dar, cu excepția lamprofirelor, ele au constituții mineralogice identice cu ale faciesurilor „de corp" sau ale celor „marginale". Aceste afinități privesc atît rocile calcoalcaline, cît și pe cele alcaline, feldspatice și cuarțo-feldspatice, foidice; singurele roci din masiv care nu îmbracă formă filoniană sînt mafitele, ultramafitele și essexitele, iar cele filoniene fără un echivalent în faciesurile „de corp" sînt albititele, lamprofirele și concentrațiile bogate de epidot, carbonați și sodalit cu biotit.

Prezența unor diferențiate magmatice cu un evident caracter de consangvinitate în interiorul masivului și la marginea sa ilustrează marea extindere în timp a fenomenului magmatic în spațiul masivului.

Pe de altă parte, relațiile dintre filoane și raporturile acestora cu rocile-gazdă precizează caracterul polistadial al masivului și permit stabilitea etapelor de evoluție a acestuia.

Astfel se pot separa două stadii principale în care s-au amplasat și desăvîrșit rocile filoniene: stadiul tardemagmatic și stadiul postmagmatic caracterizate prin: (A) procese de cristalizare hipersolvus (liquidus-solidus) și (B) procese de recristalizare, precedate și/sau însoțite de deformări rupturale în condiții subsolidus (fig.2).

În stadiul tardemagmatic în timpul consolidării marilor mase magmatice care au generat faciesurile „de corp" s-au pus în loc succesiv produsele lor „reziduale". Într-o primă etapă (tardemagmatic I) s-au format rocile filoniene cu caracter calcoalcalin: leucosienite, microsienite, granite alcaline, aplite, pegmatite, iar apoi, în stadiul tardemagmatic II cele cu caracter alcalin: sienite foidice și tinguaite; tot în acest stadiu a apărut prima generație de lamprofire (pentru care este dificil de precizat natura petrografică; de regulă, aceste roci sînt intens transformate și nu permit o recunoaștere a paragenezei primare). Tot în acest stadiu se poate considera formarea unora din filoanele cu epidot.

Diferențiarea rocilor filoniene este de tip atlantic, înscriindu-se în caracterul sodic tipic pentru ansamblul rocilor masivului de la Ditrău. Se remarcă însă o diferențiere mai avansată a rocilor filoniene în raport cu rocile masivului: tinguaitele evoluînd în direcția accentuării caracterului de nesaturare în SiO_2 (tendința Kenedy), iar lamprofirele spre creșterea caracterului alcalin. Produsele filoniene se grupează în jurul punctelor finale de cristalizare ale eutecticului feldspat alcalin-nefelin și sub curba eutecticului feldspat alcalin-cuarț.

Căile de acces ale topiturilor au coincis parţial cu unele deformaţii rupturale din masiv, fără ca astăzi să se poată face o corelaţie totală între acestea; o asemenea coincidenţă se constată între sistemele de

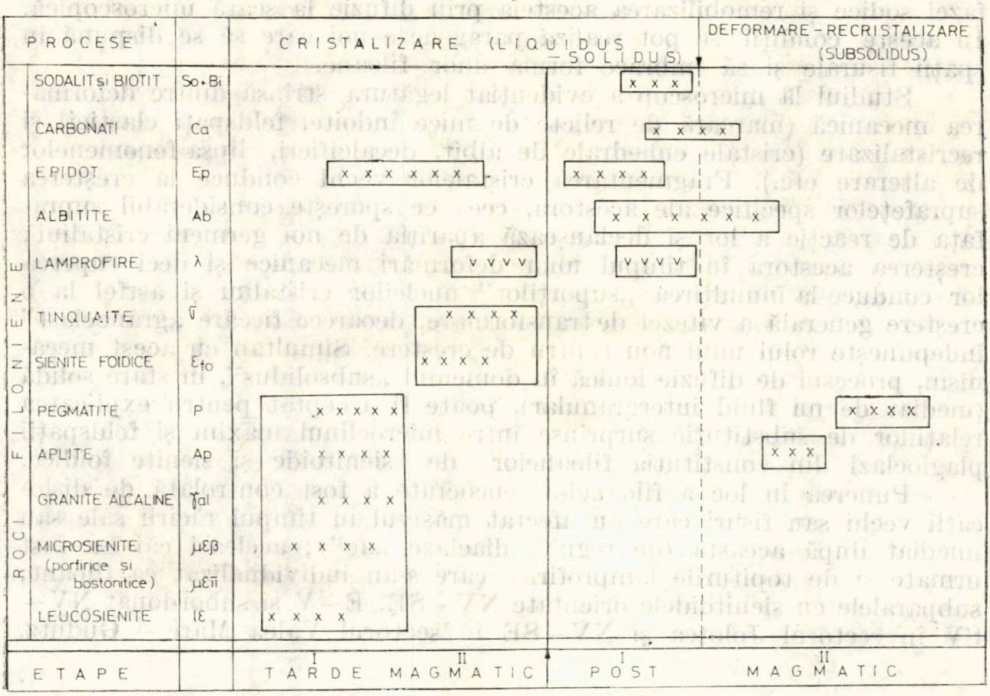


Fig. 2. — Succesiunea de formare a rocilor filoniene din masivul alcalin de la Ditrău — etape şi procese.

diaclaze din perimetrul Jolotca (cele NV—SE şi NE—SV) şi unele filoane de lamprofire.

În stadiul postmagmatic, după consolidarea masivului şi, probabil, simultan cu răcirea, apariţia rocilor filoniene s-a datorat unor procese succesive de cristalizare din soluţii mai bogate în volatile (A) şi unor procese de recristalizare declanşate de deformări plastice şi rupturale care au modificat echilibrele termodinamice existente (B).

În etapa postmagmatic I s-au pus în loc lamprofirele din generaţia a II-a şi s-au consolidat diferenţiatele bogate în albit (albitite), epidot, carbonaţi, fluorină, sodalit şi biotit. Căile de acces pentru acestea au avut de asemenea un caracter fisural.

În toate masivele alcaline în care au fost identificate, aceste minerale sînt considerate a reprezenta depuneri tardive din soluţii bogate în volatile (F, CO_2, O_2, etc.) şi surplus de alcali (Na, K),

O a doua etapă (postmagmatic II) din timpul răcirii lente a masivului se caracterizează prin procese subsolidus (exsoluţii, remobilizări şi substituţii la scară mică, recristalizări etc.) declanşate, punctiform (local) sau liniar (în lungul unor dislocaţii rupturale), în zone cu energie liberă mai mică. În astfel de condiţii au devenit stabile asociaţii de minerale feldspatice (concentrări de pertite, recristalizări în albit, concre-

șteri cuarțo-feldspatice). Unele filoane de albitite, aplite și pegmatite sînt rezultatul unor astfel de mecanisme. Pentru neoformațiile albitice, dezechilibrul poate fi privit ca un proces de dezamestec cu eliberarea fazei sodice și remobilizarea acesteia prin difuzie la scară microscopică. În aceste condiții se pot realiza parageneze noi care să se dispună în spații fisurale și să îmbrace forma unor filoane.

Studiul la microscop a evidențiat legătura strînsă dintre deformarea mecanică (marcată de relicte de mice îndoite, feldspați clastici) și recristalizare (cristale euhedrale de albit, decalcifieri, lipsa fenomenelor de alterare etc.). Fragmentarea cristalelor vechi conduce la creșterea suprafețelor specifice ale acestora, ceea ce sporește considerabil suprafața de reacție a lor și declanșează apariția de noi germeni cristalini; creșterea acestora în timpul unor deformări mecanice și deci ruperea lor conduce la înmulțirea „suporților" nucleilor cristalini și astfel la o creștere generală a vitezei de transformare, deoarece fiecare „granoclast" îndeplinește rolul unui nou centru de creștere. Simultan cu acest mecanism, procesul de difuzie ionică în domeniul „subsolidus", în stare solidă (mediat de un fluid intergranular), poate fi acceptat pentru explicarea relațiilor de substituție surprinse între microclinul maxim și feldspații plagioclazi din constituția filoanelor de sienitoide și sienite foidice.

Punerea în loc a filoanelor leucocrate a fost controlată de dislocații vechi sau fisuri care au afectat masivul în timpul răcirii sale sau imediat după aceasta (de regulă, diaclaze „ac"); aceleași căi au fost urmate și de topiturile lamprofirice care s-au individualizat ca filoane, subparalele cu sienitoidele orientate NV—SE, E—V și subordonat NV—SV în sectorul Jolotca și NV—SE în sectorul Valea Mare — Güdütz.

THE PETROGRAPHY AND PETROGENESIS OF THE VEIN ROCKS FROM DITRO ALKALINE BODY

SUMMARY

In the Ditro alkaline body vein rocks are represented both the salic types — leucosienites, porphyry microsienites, bostonites, albitites foidic sienites, tinguaites, alkali granites, aplites, pegmatites and the mafic types — vogesites, kersantites, spessartites, camptonites, odinites.

The vein rocks were intruded in two stages — tardemagmatic and postmagmatic — characterized by hypersolvus (liquidus—solidus) and recrystallization processes.

The intrusion of the veins was controled by old faults and "ac" joints; a connection between mechanical strain and recrystallization was observed.

BIBLIOGRAFIE

Anastasiu N., Constantinescu E. (1980), *Structure du massif alcalin de Ditrău*, Anal. Univ Bucureşti, **XXIX**.

Anastasiu N., Constantinescu E., Garbaşevschi N., Iakob G. (1983), *Controlul structural al amplasării filoanelor în masivul alcalin de la Ditrău*, Anal. Univ. Bucureşti (sub tipar).

Iakab G. (1982), *Studiul mineralogic şi geochimic al mineralizaţiilor metalifere dintre Voşloben şi Corbu*, Teză de doctorat, Bibiloteca Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi.

Ianovici V. (1933), *Étude sur la massif syénitique de Ditrău région Jolotca, district Ciuc (Transilvania)*, Rev. Muz. Mineral, Univ. Cluj, **4**, *2*.

Ianovici V. (1938), *Consideration sur la consolidation du massif syenitigues de Ditrău en relation avec la tectonique de la région*, C. R. Ac. Sci. Roum., **II**, 6, 689–694.

Streckeisen A. (1952, 1954), *Das Nephelinsyenit-Massif von Ditro, Schw.* Min. Petr. Mitt., 32 (**I**)–34 (**II**), Bern.

Primit în redacţie la 10 octombrie 1982

Universitatea Bucureşti
Facultatea de geologie-geografie

EPIDOTUL DIN DIABAZELE DIN DOBROGEA DE NORD

DE

H. SAVU, E. COLIOS

INTRODUCERE

Epidotul comun sau pistațitul este un mineral destul de răspîndit în scoarță, el fiind caracteristic pentru șisturile cristaline cu grad scăzut și intermediar de metamorfism. Acest mineral este întîlnit și în rocile de natură eruptivă, cum sînt cele din seriile ofiolitice, care au suferit un metamorfism de fund oceanic sau au fost afectate de procese autometamorfice și hidrotermale. Astfel de ocurențe de epidot se găsesc și în diabazele triasice din Dobrogea de nord, din care noi am colectat probele pe baza cărora s-a elaborat studiul de față.

GEOLOGIA REGIUNII ȘI OCURENȚELE DE EPIDOT

În Dobrogea de nord se găsește un complex de roci bazice de vîrstă triasică medie (Savul, 1931), ce se dezvoltă de-a lungul unei suturi ofiolitice (Savu și colab., 1982). El este situat între unitatea tectonică de Măcin, care îl încalecă de la sud spre nord, și unitatea de Tulcea, ce se afundă spre sud și peste care rocile bazice ofiolitice sînt obduse (Savu, 1980). Complexul de roci bazice a fost scalpat (Rocci, 1980) prin procesul de obducție dintr-o serie de roci bazice (ofiolitice) triasice, a cărei masă principală a fost subdusă spre sud și consumată.

Magmatismul kimmeric, care a generat complexul de roci bazice, a fost activ în zona de rift din Dobrogea de nord numai în triasicul mediu. El începe în anisianul superior și durează pînă în carnian. Acest vulcanism se manifestă ca un vulcanism bazic, ale cărui roci au caractere geochimice ambigue (Savu și colab., 1980, 1982). Ele prezintă atît caractere de vulcanite de insule oceanice „intraplacă", cît și caractere de roci ofiolitice de margine de placă.

Complexul de roci bazice este alcătuit dintr-o asociație de roci diabaz-spilitice (Savu și colab., 1980, 1982). Acest complex, care se dezvoltă între Luncavița și Niculițel, constă din curgeri submarine de bazalte, bazalte amigdaloide și variolite, care se prezintă frecvent în facies de pillow lava. Matricea separațiilor de pillow lava este formată fie dintr-un material sticlos-cloritizat, fie din carbonați de calciu de precipitație, de culoare albă sau roșie. Între curgerile de roci bazaltice se intercalează adesea nivele de tufuri, breccii vulcanice bazice, cimentate adesea cu calcit, de obicei de culoare roșie. Există de asemenea intercalații de calcare triasice albe, cenușii sau roșii și argilite roșii, mai rar jaspuri. În acest complex de roci efuzive bazice apar și mici corpuri sau sill-uri de gabbro-dolerite și dolerite spilitizate, ale căror conținuturi de Na_2O variază între 4,77 și 5,20 %. Acestea din urmă au rezultat din

ST.CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 28, P. 24–29, BUCUREȘTI, 1983

diferențierea magmei tholeiitice. Rocile diabaz-spilitice conțin un titanaugit pleocroic în culorile roșcat-violet-liliachiu, cu unghiul de extincție $c \wedge Ng = 55°$.

Rocile bazice au fost afectate de un metamorfism de fund oceanic, în general de natură hidrotermală sau autometamorfică, ce s-a manifestat prin procese de uralitizare, epidotizare, sericitizare și carbonatizare. Soluțiile de temperatură mai ridicată (450—500°C), care au circulat prin roci, au determinat saussuritizarea plagioclazului și uralitizarea piroxenului, cu formarea în continuare a actinolitului, epidotului și a cuarțului, rezultînd roci ce s-ar putea încadra în faciesul albit-epidot-amfibolitic (Savu, 1967; Coleman, 1977).

Epidotul ce ia naștere în aceste condiții se prezintă fie în cristale izolate sau cuiburi de cristale situate în masa rocii afectate, fie în filoane de cuarț și epidot, ambele minerale prezentînd adesea cristale idiomorfe. Astfel de filoane au fost menționate încă din 1931 de către M. Savul. Se formează, de asemenea, filoane de epidozite, constituite în principal din cristale de epidot, cimentate cu cuarț allotriomorf.

Cristalele de epidot descrise de noi în această lucrare au fost colectate din două mici cariere practicate în diabazele de la sud-vest de localitatea Revărsarea, unde rocile în facies de pillow lava sînt străbătute de filoane de epidozite.

DATE MINERALOGICE

Epidotul din diabazele de la Revărsarea impregnează rocile bazice sau apare în filoane de cuarț, în care granulele sale alcătuiesc cuiburi de diferite dimensiuni. El formează de asemenea filoane de epidozite, ce constau în principal din pistațit, ale cărui cristale, de obicei idiomorfe,

Tabelul nr. 1

Datele analizei epidotului cu raze X

(dÅ)	I/Io	hkl	d(Å)	I/Io	hlk
4,97	20	$101, 20\bar{2}$	2,29	20	$22\bar{2}, 301$
4,00	30	$200, 20\bar{2}$	2,15	30	$40\bar{1}, 403$
3,46	25	$21\bar{1}$	2,11	30	$22\bar{3}, 221$
3,36	30	102, 103	2,04	15	$41\bar{2}, 203$
3,18	20	$21\bar{2}, 201$	1,87	30	$312, 41\bar{4}$
2,89	100	$30\bar{2}$	1,63	50	
2,79	45	211, 020	1,57	15	
2,66	60	013, 300	1,54	15	
2,58	60	$31\bar{2}$	1,45	20	
2,53	30	103, 202	1,40	20	
2,39	45	$21\bar{3}, 31\bar{3}$	1,39	20	

Analist: F. Popescu

sînt cimentate cu cuarț. Cristalele de pistațit prismatice formează adesea concrețeri radiare sau se prezintă în agregate constituite din granule scurte, xenomorfe și diferit orientate, uneori izometrice.

Epidotul din complexul bazaltic din Dobrogea de nord este colorat în verde deschis. După cum arată Tröger (1969), intensitatea culorii epidotului, respectiv a pleocroismului acestuia, crește cu cantitatea de Fe^{3+} din compoziția sa. Același component chimic influențează și valorile indicilor de refracție, birefringența și unghiul axelor optice (Winchell, 1933).

În ocurența de la Revărsarea el prezintă următoarele proprietăți optice: Ng = incolor; Nm = galben-verzui; Np = verde-gălbui; (—) $2V = 104°$; $c \wedge Np = 5°$; Ng—Np = 0,040.

Cristalele de epidot au fost examinate prin difracția de raze X, utilizînd un anticatod de Cu și filtru de Ni. Cele mai caracteristice reflecții ale mineralului sînt următoarele: 2,89 Å; 2,66 Å; 2,58 Å și 1,62 Å (tabelul nr. 1). Aceste valori sînt aproape identice cu cele obținute din ana-

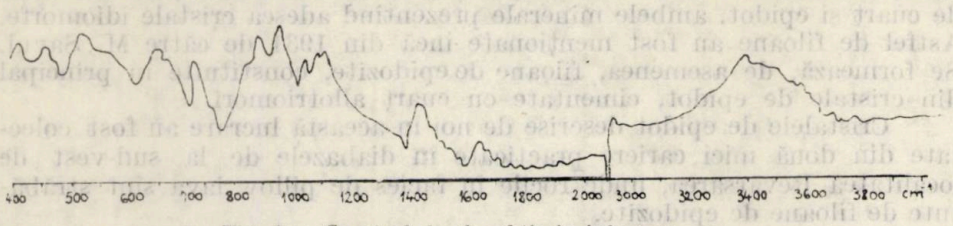


Fig. 1. — Spectrul de absorbție în infraroșu.

liza epidotului de la Malvern Hills (X R D C, II, 1944), analiză care este redată și de Miheev (1957) la pagina 715, precum și cu cele obținute de Lapham din analiza epidotului de la Hawleyville, Con. (ASTM, 1962).

Tabelul nr. 2

Valorile caracteristice ale epidotului pe diagramele de infraroșu

Epidot 160 *a* Revărsarea (cm^{-1})	Epidot 160 *c* Revărsarea (cm^{-1})	Epidot Salzburg (Moenke, 1962) (cm^{-1})
455	455	455
520	520	520
570	—	570
650	650	650
720	720	720
838	840	838
860	—	860
885	885	885
960	950	950
1 040	1 040	1 040
1 080	1 080	1 080
1 110	1 110	1 115
3 360	3 370	3 360

În spectrul de absorbție din domeniul infraroșu se remarcă benzile de vibrație (fig. 1) Si—O de la 400—485 și 1 040—1 080 cm, Si—O—Fe^{3+} și Si—O—Al de la 500—530 cm^{-1}, vibrațiile O—H—Al de la

900—960 cm^{-1}, ca și vibrațiile O—H de la 3 370 cm^{-1}, valori care sînt prezentate în tabelul nr. 2. După cum se observă din acest tabel, în care sînt redate și valorile obținute de Moenke (1962) pe epidotul de la Salzburg, cele două minerale sînt asemănătoare.

COMPOZIȚIA CHIMICĂ

Pentru cunoașterea compoziției chimice a epidotului din diabazele din Dobrogea de nord au fost analizate cele două probe de la Revărsarea, cercetate și prin metode fizice (tabelul nr. 3).Compoziția chimică a epidotului de la Revărsarea este foarte apropiată de aceea a unui epidot din Piemont, analizat de Tempel (1938), așa cum rezultă din tabelul nr. 3, în care este redată pentru comparație și această analiză.

Tabelul nr. 3

Compoziția chimică a epidotului de la Revărsarea

Oxizi	*1*	*2*	*3*
SiO_2	34,56	36,31	37,70
TiO_2	0,02	0,03	0,08
Al_2O_3	23,65	23,05	24,36
Fe_2O_3	11,06	11,68	11,07
FeO	—	—	0,29
MnO	0,13	0,12	—
MgO	0,10	0,12	0,52
CaO	26,07	25,15	24,10
P_2O_5	0,03	0,02	—
H_2O^+	4,60	3,71	1,76
TOTAL	100,22	100,19	99,88

Formula structurală

Si	2,821	3,00		2,951	3,00		2,992	3,00	
Al	0,179			0,049			0,008		
Al	2,097	2,77		2,160	2,87		2,272	2,94	
Fe^{3+}	0,677			0,713			0,661		
Mn	0,010	2,30		0,005	2,34		—	2,13	
Fe^{2+}	—			—			0,019		
Mg	0,010			0,146			0,062		
Ca	2,281			2,189			2,049		
OH	1,251			1,006			0,932		

1, Epidot, Revărarea, nr. 106 *a*; *2*, epidot, Revărsarea, nr. 106 *c*; *3*, epidot, Piemont, Italia (Tempel, 1938).

După cum arată Deer și colab. (1962), conținutul de F_2O_3 variază în epidot între 8,88 și 23,42 %. În această serie de conținuturi epidotul de la Revărsarea se situează la valori inferioare, el avînd numai 11,06 % și, respectiv, 11,68 % Fe_2O_3. Fierul ocupă pozițiile aluminiului

din rețeaua mineralului. Winchell (1933) constată și el că există în natură o serie continuă de compoziții ale epidotului în care componentul molecular $HCa_2Fe_3Si_3O_{13}$ poate să varieze între 10 și 40%.

Formula structurală a epidotului a fost calculată luînd ca bază valoarea 13 pentru O,OH. Din tabelul nr. 3, în care alături de formula structurală a epidotului de la Revărsarea este redată și formula epidotului din Piemont, se constată că cele două minerale prezintă valori foarte apropiate pentru componenții care intră în formula cristalochimică.

CONDIȚIILE DE FORMARE ALE MINERALULUI

Epidotul din rocile bazice din Dobrogea de nord s-a format în condițiile manifestării metamorfismului de fund oceanic ce a afectat aceste roci și a acțiunii unor procese hidrometasomatice sau autometamorfice. Însăși prezența epidotului în rocile afectate arată, după Winkler (1974) și Coleman (1977), că metamorfismul submarin s-a manifestat la temperaturi în jur de 500°C. Ținînd seamă de conținutul variabil de Fe_2O_3 din compoziția epidotului, credem că este posibil ca el să se formeze la o gamă de temperaturi, situate în jurul celei de 500°C; astfel, termenii mai bogați în Fe_2O_3 pot lua naștere la temperaturi ceva mai mici decît cei cu conținut scăzut de Fe_2O_3 sau decît clinozoizitul (Liou, Ernst, 1979; Savu și colab., 1982).

Prezența epidotului în diabazele din Dobrogea de nord, în care piroxenul este adesea uralitizat, iar plagioclazul bazic saussuritizat, arată că metamorfismul submarin al rocilor bazice s-a produs în faciesul amfibolitelor cu epidot (Savu, 1967; Coleman, 1977).

CONCLUZII

Epidotul din diabazele triasice din Dobrogea de nord este un pistațit, în care conținutul de fier este mai scăzut în raport cu termenii mai bogați în acest component din aceeași serie minerală. Prin compoziția chimică și proprietățile fizice el se aseamănă cu alte minerale din grupul epidotului, care au fost cercetate în diferite regiuni din lume.

Epidotul din Dobrogea de nord s-a format în condițiile metamorfismului de fund oceanic care a afectat diabazele la nivelul faciesului amfibolitelor cu epidot.

THE EPIDOTE FROM THE DIABASES IN NORTH DOBROGEA

ABSTRACT

The epidote from the Triassic diabases in North Dobrogea is a pistacite, the iron content of which is lower in comparison with the iron rich terms from the same mineral series. In point of chemical composition and physical characteristics this mineral is similar to other minerals from

the epidote group, which have been investigated in different regions in the world. This epidote formed in the conditions of the ocean floor metamorphism, which affected the diabases in the epidote—amphibolite facies.

BIBLIOGRAFIE

Coleman R. G. (1977), *Emplacement and metamorphism of ophiolites*, in *High pressure-low temperature metamorphism of the oceanic and continental crust in the Western Alps* p. 3—32, Torino.

Deer R. A., Howie R. A., Zussman J. (1962), *Rock-forming Minerals*, **1**, 183—192, London.

Liou J. G., Ernst W. G. (1979), *Oceanic ridge metamorphism of the East Taiwan ophiolite*, Contrib. Mineral. Petrol., **68**, *3*, 335—348, Springer-Internat.

Miheev V. I. (1957), *Roetgenometriceschii opredeliteli mineralov*, 868 p., Moskva.

Moenke H. (1962), *Mineral-sprektren*, Jena.

Rocci G. (1980), *Ophiolites* 80 : *une formation géologique élevée au rang de marqueur géodynamique*. Mém. h. sér. Soc. géol. France, **10**, 39—50.

Savu H. (1967), *Die mesozoischen Ophiolithe der rumänischen Karpaten*, Acta geol., Acad. Sci. Hung., **11**, *1—3*, 59—70.

— (1980), *Genesis of the Alpine Cycle Ophiolites from Romania and their Associated Calco-alkaline and Alkaline Volcanics*, An. I.G.G., **LVI**.

Savu H., Udrescu C-ţa, Neacşu Vasilica (1980), *Structural, petrologic, geochemic and genetic study of the ophiolites in Niculitel zone (North Dobrogea)*, D.S. Inst. geol. geof., **LXV**, *1*, 41—64.

— (1982), *Structure and genesis of the diabase complex from the Luncaviţa — Isaccea—Mănăstirea Cocoş zone (North Dobrogea)*, D.S. Inst. geol. geofiz., **LXVII**, *5*, 135—153.

Savul M. (1931), *Erupţiunile de diabaze din nordul Dobrogei*, D.S. Inst. geol. Rom., **XVIII**, 231—255.

Tempel H. G. (1938), *Der Einfluss der seltenen Erden und einiger anderer Komponenten auf die physikalischoptischen Eingeschaften imerhalb der Epidolgruppe*, Chemie der Erde, **11**, 525.

Trőger W. E. (1969), *Optische Bestimmung der gesteinbildenden Minerale*, 822 p., Stuttgart.

Winchell N. A. (1933), *Elements of optical mineralogy*, 459 p., London.

Winkler H. G. F.(1974) *Petrogenesis of metamorphic rocks*, Springer—Verlag, Berlin, 3rd ed.

XRDC II (1944), *First Supplementary cards of X-ray diffraction data, compiled and published by joint commitee of A.S.T.M.*, Am. Soc. for. X-ray and Electron Diffraction and Inst. of Phys. of London.

ASTM (1962), *Index to the X-ray powder data file*, Philadelphia.

Primit în redacţie la 23 februarie 1983

Institutul de geologie şi geofizică,
Bucureşti

CONSIDERAȚII PETROCHIMICE ASUPRA METAMORFITELOR FORMAȚIUNII MAGMATITELOR INIȚIALE A SERIEI DE SIBIȘEL, DIN REGIUNEA VALEA LUI VLAD – VALEA URIA, MUNȚII CIBIN

DE

CORNEL DOREL MÂNECAN

Formațiunea magmatitelor inițiale reprezintă baza seriei de Sibișel (Mânecan, 1981), corespunzînd fazei de început a evoluției geosinclinalului assyntic. Metamorfitele provenite din magmatitele inițiale ale acestui geosinclinal sînt formate predominant dintr-o alternanță de metatufuri, matatufite și metadiorite. Subordonat au fost separate și metaacidite (porfiroide și metacinerite).

Metadioritele apar ca sill-uri intercalate în metatufuri și metatufite bazice, la partea inferioară și mediană a formațiunii magmatitelor inițiale.

Rocile tufogene bazice metamorfozate sînt roci provenite prin metamorfozarea unui material bazic inițialitic, contaminat în proporții variabile cu material terigen, rezultînd metatufuri și metatufite bazice.

Metatufurile bazice constituie majoritatea formațiunii magmatitelor inițiale și se aseamănă mineralogic metadioritelor. Deosebiri se constată în caracterele lor structurale și texturale. Între metatufurile bazice se remarcă următoarele varietăți: șisturi amfibolice cu hornblendă, șisturi amfibolice cu epidot, șisturi clorito-amfibolice.

Metatufitele bazice, subordonate cantitativ, se prezintă ca termeni de tranziție spre metapelitele din formațiunea terigenă a seriei de Sibișel. Ca varietăți petrografice se remarcă : șisturi cuarțitice amfibolice, șisturi cuarțitice clorito-amfibolice, șisturi cuarțitice-clorito-sericitoase cu amfiboli, șisturi cuarțitice amfibolice cu biotit și granat, șisturi cuarțitice cu biotit.

Magmatismul inițial assyntic a fost însoțit și de episoade acide, ale căror produse, prin metamorfozare, au generat metaacidite. Rocile acestei grupe au fost întîlnite numai în Valea lui Vlad (pîrîul Tăieturii) și bazinul văii Uria. Observațiile macroscopice și microscopice, precum și analizele chimice evidențiază o ușoară diferențiere între rocile celor două ocurențe (Valea lui Vlad — valea Uria), dar permit, totuși, atribuirea acestor roci unei origini comune. Pe considerente petrografice, în cadrul metaaciditelor din valea Uria, s-au putut separa două tipuri de roci : unul cu caracter tipic de porfiroid, iar altul de metacinerit. Cele două tipuri de roci apar intim asociate, ceea ce nu a permis separarea lor cartografică.

METABAZITE

Pentru precizarea originii metadioritelor și a rocilor tufogene bazice metamorfozate, s-au executat șase analize chimice asupra principalelor tipuri de roci (tabelul nr. 1).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 28, P. 30– 34, BUCUREȘTI, 1983

Tabelul nr. 1

Analizele chimice

Nr. analizei	*1*	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*	*10*
SiO_2	55,56	57,68	57,49	47,65	51,92	50,47	75,10	74,14	73,89	75,40
Al_2O_3	17,84	17,21	9,90	11,10	15,29	15,16	13,66	12,13	11,34	11,25
Fe_2O_3	0,80	5,27	10,29	12,25	5,76	5,83	2,65	0,76	1,05	0,79
FeO	5,75	3,16	6,42	9,07	7,40	7,69	0,29	1,14	1,29	0,86
MnO	0,16	0,21	—	—	0,16	0,18	0,07	0,11	0,05	0,05
MgO	3,90	4,30	2,31	2,75	4,20	4,80	0,30	0,40	0,40	0,50
CaO	8,26	6,44	6,49	9,83	7,14	8,68	1,70	3,50	2,52	2,38
Na_2O	4,68	2,86	2,45	1,64	1,94	1,86	2,00	5,10	5,24	4,60
K_2O	0,63	0,55	0,31	0,22	0,36	0,24	3,52	1,22	3,17	3,36
TiO_2	0,87	0,40	1,79	2,16	2,35	1,81	0,22	0,55	0,25	0,15
P_2O_5	0,25	0,12	0,80	1,07	0,28	0,21	0,03	0,08	0,08	0,06
CO_2	0,40	0,11	—	—	0,45	0,50	—	urme	urme	urme
S	0,05	urme	0,05	0,04	0,07	0,09	0,09	0,08	0,09	0,08
H_2O^+	0,50	1,01	—	—	1,43	1,52	0,40	0,45	0,25	0,20
H_2O^-	0,11	0,34	—	—	0,22	0,09	0,25	0,07	0,15	0,05
Suma	99,76	99,66	98,30	97,78	98,97	99,13	100,28	99,73	99,77	99,73

1 și *2*, metadiorite ; *3* și *4*, șisturi clorito-amfibolice ; *5* și *6*, șisturi amfibolice ; *7*, *9* și *10*, metacinerite ; *8*, porfiroid.

Analiști : chimist Elena Paralescu (1,2,5,6,7,9,10), chimist Doina Mărcuță (7), ing. Mariana Costinescu (3,4).

Cu ajutorul parametrilor obținuți în urma prelucrării rezultatelor analitice s-a urmărit obținerea certitudinii că rocile bazice întîlnite în baza seriei de Sibișel sînt de origine magmatică, prin determinarea tipului de magmă și a particularităților sale, prin evoluția produselor de diferențiere, precum și prin descifrarea legăturilor de consangvinitate.

Tabelul nr. 2

Parametrii Niggli

Nr. analizei	*1*	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*	*10*
si	155,83	172,98	179,96	120,11	145,48	131,95	449,80	394,37	386,03	422,94
al	20,54	30,45	18,25	16,50	25,19	23,33	48,07	38,11	34,96	37,24
fm	31,88	39,67	51,96	52,59	47,52	47,27	16,22	11,66	13,77	11,45
c	24,79	20,67	21,48	26,58	21,41	24,27	10,79	19,80	14,18	14,35
alk	13,79	9,21	8,01	4,33	5,88	5,13	24,90	30,41	37,06	36,93
k	0,07	0,10	0,07	0,07	0,10	0,07	0,53	0,13	0,28	0,32
mg	0,51	0,48	0,20	0,19	0,36	0,39	0,15	0,27	0,27	0,35

1 și *2*, metadiorite ; *3* și *4*, șisturi clorito-amfibolice ; *5* și *6*, șisturi amfibolice ; *7*, *9* și *10*, metacinerite ; *8*, porfiroid.

Valorile parametrilor Niggli (tabelul nr. 2) corespunzătoare metadioritelor și rocilor tufogene bazice metamorfozate au permis încadrarea acestor roci în tipurile de magmă : gabbroică (probele 3, 4, 5 și 6) și dioritică (probele 1 și 2).

Valorile parametrilor „al" și „fm" caracteristice acestor roci evidențiază originea lor într-o magmă femică.

Raportul dintre valorile parametrilor „al" și „alk" este alk<1/2 al, caracteristic magmelor sărace în alcalii, valorile parametrului „k" al rocilor studiate fiind foarte scăzute.

Valoarea parametrului „c" în cinci din probele analizate este cuprinsă între 15 și 25, ceea ce caracterizează magme cu conținut normal în CaO; într-o singură probă (proba 4) valoarea parametrului „c" este mai mare de 25.

Funcție de raportul c/fm și valorile „al" și „alk", rocile analizate se înscriu în cîmpurile eruptive ale secțiunilor III, IV și V din tetraedrul de concentrație al —fm —c — alk (Niggli, 1920), fapt care confirmă originea magmatică a acestor roci (fig. 1).

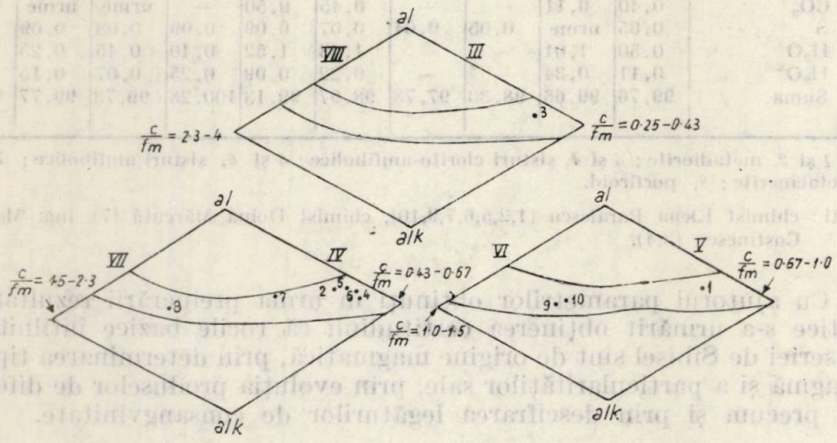


Fig. 1. — Secțiuni prin tetraedrul de concentrare al — fm — c — alk prin muchia al — alk.

Rezultatele analitice au servit la calcularea componentelor bazei Niggli, valori care au permis întocmirea diagramei Q M L (fig. 2).

Diagrama QML și valorile $\alpha \left(\alpha = \frac{3Q-2L}{M} \right)$ relevă că toate rocile analizate sînt situate deasupra liniei MF ($\alpha = 0$), domeniu corespunzător rocilor saturate în silice. Totuși, ținînd seama de posibilitatea contaminării cu material terigen, această soluție ar putea fi mai puțin semnificativă.

Diagrama QAP (fig. 3), construită pe baza valorilor C.I.P.W., relevă că rocile studiate sînt plasate în cîmpul gabbrourilor și dioritelor, precum și în cîmpul dioritelor cuarțifere, respectiv al bazaltelor tholeiitice și al andezitelor și andezitelor cuarțifere (Streckeisen, 1967).

Deși tipurile de magmă ale rocilor bazice aparținînd formațiunii magmatitelor inițiale prezintă unele variații inerente evoluției lor complexe, totuși, o serie de caracteristici comune (caracterul femic, sărăcia

în alcalii, conținutul normal în CaO) sugerează ideea consangvinității acestora, fapt confirmat și de asociațiile mineralogice ale metamorfitelor acestei formațiuni (Mânecan, 1981).

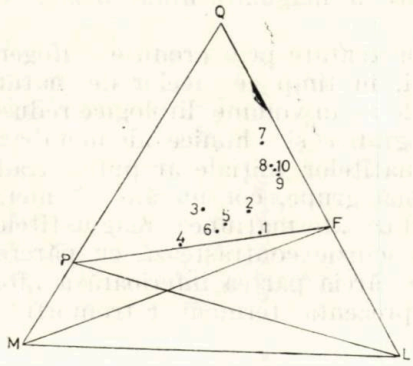


Fig. 2. — Diagrama Q.M, L.

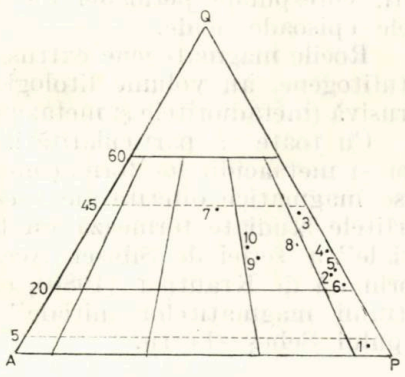


Fig. 3. — Diagrama Q.A. P.

METAACIDITE

Pentru caracterizarea petrochimică a produselor magmatogene acide, din regiunea cercetată, s-au executat patru analize chimice (tabelul nr. 1). Datele analitice primare au fost prelucrate după aceeași metodologie.

Parametrii Niggli corespunzători metaaciditelor (tabelul nr. 2) au permis încadrarea acestor roci tipurilor de magmă : leucogranitică (probele 8, 9, 10) și trondhjemitică (proba 7).

Valorile parametrilor „al" și „fm" relevă ca metaaciditele reprezintă produsele unei magme salice.

Raportul al/alk oscilează în limite largi de la alk = 1/2 al la alk ⩾ al, valori care caracterizează magme intermediar alcaline, respectiv magme bogate în alcalii.

Valoarea parametrului „c", în trei din cele patru probe analizate, este < 15, ceea ce caracterizează magme cu conținut sărac în CaO ; într-o singură probă (proba 8) valoarea parametrului „c" este mai mare de 15.

În funcție de relația c/fm și valorile „al" și „alk", toate rocile analizate se înscriu în cîmpurile eruptive ale secțiunilor IV, VI și VII din tetraedrul de concentrație al — fm — c — alk (Niggli), confirmînd astfel originea lor magmatică (fig. 1).

Diagrama QML (fig. 2) relevă bogăția lor în silice, iar valorile Q.A.P., calculate din catanorma Niggli și proiectate în diagrama QAP (fig. 3), arată că rocile studiate se încadrează în cîmpul dacitelor și al riolitelor (Streckeisen. 1967).

Tipurile de magmă ale metaaciditelor aparținînd formațiunii magmatitelor inițiale prezintă unele variații. Se constată predominanța unor magme leucogranitice. Caracterul salic, conținutul intermediar pînă la ridicat în alcalii și cantitatea redusă pînă la normală în CaO sugerează și în cazul metaaciditelor consangvinitatea acestor roci.

CONCLUZII

Din cele prezentate rezultă că faza de început a geosinclinalului assyntic, în regiunea de la vest de Olt, între valea Vadului și valea Călinești, corespunde perioadei de activitate a magmatismului bazic, cu unele episoade acide.

Rocile magmatogene extrusive, reprezentate prin produse tufogene și tufitogene, au volume litologice mari, în timp ce acelor de natură intrusivă (metadioritele și metaaciditele) le revin volume litologice reduse.

Cu toate că particularitățile petrografice și chimice ale metabazitelor și metaaciditelor formațiunii magmatitelor inițiale ar putea trăda surse magmatice diferite ale acestor două grupe, considerăm că metamorfitele studiate formează un tot unitar, „formațiunea magmatitelor inițiale" a seriei de Sibișel. Această concluzie contrastează cu părerea exprimată de Kräutner (1980), conform căreia partea inferioară a „formațiunii magmatitelor inițiale" ar reprezenta termeni retromorfi ai grupului Sebeș—Lotru.

PETROCHEMICAL APPRECIATIONS ON THE METAMORPHITES OF THE INITIAL MAGMATITES FORMATION OF SIBIȘEL SERIES IN THE VALEA LUI VLAD — VALEA URIA (CIBIN MOUNTAINS)

SUMMARY

The formation of initial magmatites of Sibișel Series' lower levels contains basic metatuffs and metatuffites metadiorites and subordinated metaacidites (metacinerites and porphyroides).

The petrochemical data of basic rocks show that they derived from gabbroid and tholeiitic magmas and quartz-diorite-quartz-andesite type belonging to initialitic magmatism. The metaacidites of leucogranite-trondhjemite type belong also to the initial magmatism.

In spite of their different sources, the basic and acid metarocks belong to the same lithostratigraphic unit.

BIBLIOGRAFIE

Burri C. (1959), *Petrochemische Berechungmethoden auf äquivalenter Grundlage*, Nirkäuser Verlag, Basel und Stuttgart.

Kräutner H. G. (1980), *Precambrian unconformity in the Getic Nappe (South Carpathians)*, An. Inst. Géol. Géofiz., **LVII**, 305—324.

Mânecan C. D. (1977), *Asupra prezenței unor roci metaeruptive acide în seria de Sibișel (Munții Cibin)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **22**.

— (1981), *Litostratigrafia și tectonica regiunii de la vest de Olt, între valea Vadului și valea Călinești (Carpații Meridionali)*, sub tipar.

Streckeisen L. A. (1967), *Classification and Nomenclature of Igneous Rocks*, N. Jb. Miner. Anh., **107**, Stuttgart.

Primit în redacție la 8 ianuarie 1982

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice, București

CONSIDERAȚII PE MARGINEA INTERPRETĂRII CADRULUI TECTONIC AL OFIOLITELOR DIN MUNȚII APUSENI DE SUD

DE

IONEL NICOLAE

Odată cu introducerea termenului de ofiolit, de către Brogniart, la începutul secolului trecut, a apărut în geologie o noțiune al cărei înțeles avea să fie în continuă schimbare.

Un moment de referință îl constituie lucrarea lui Steinmann (1927) care, prin ceea ce se cunoaște astăzi sub numele de „trilogia ofiolitică", ridică acest termen la rangul de asociație petrogenetică alcătuită din peridotite (serpentinite) — gabbrouri — bazalte.

Trilogia lui Steinmann, întîlnită la multe masive ofiolitice, a fost asimilată în ultimii ani cu structura litosferei oceanice, astfel încît de aici și pînă la generalizarea că ofiolitele nu pot apărea *decît* în zonele de expansiune ale fundului oceanic a fost doar un singur pas. Astfel, după o serie de autori (Dietz, 1963; Moores, Vine, 1971; Dewey, Bird, 1971; *Conference participans*, 1972; Allegre și colab., 1973; Parrot, Ricou, 1976; Gass, 1977; Coleman, 1977 etc.) ofiolitele apar în condițiile menționate mai sus; ele au o structură caracteristică, alcătuită din peridotite cu structuri metamorfice (tectonice) în bază, apoi spre partea superioară, cumulate de peridotite și gabbrouri, complexul de dyke-uri („sheeted dyke") și vulcanite uneori cu texturi de pillow lava. Cînd ofiolitele apar în ambianța continentală, ca explicație se recurge la fenomenul de obducție.

Concomitent cu acest punct de vedere au existat în literatură păreri numeroase, care au susținut posibilitatea apariției ofiolitelor în mai multe cadre tectonice. La această concluzie s-a ajuns în urma faptului că unele ofiolite sînt lipsite de caracterul secvențial (succesiunea cunoscută). De asemenea sînt numerose cazuri în care apar în cantitate mare produse intermediare și acide, ce nu pot fi satisfăcător explicate în cadrul vulcanismului de fund oceanic. Astfel, sînt considerate ofiolite asociațiile de roci apărute în rifturi incipiente, avînd un fundament sialic (Chuch, 1972), care nu și-au continuat evoluția (rifturi avortate).

Mulți autori, printre care Challis (1969), Jakeš și Gill (1970), Ewart și Bryan (1972), Miyashiro (1973, 1974, 1975 *a*, 1975 *b*, 1977), admit posibilitatea apariției ofiolitelor în arcuri insulare. De asemenea bazinele marginale active (back-arc) reprezintă un cadru tectonic de apariție a ofiolitelor.

Jakeš și Gill (1970) introduc termenul de „tholeiite de arc insular", pe care îl separă chimic, temporal și spațial de „seriile de magme calcoalcaline" și argumentează că „nu este necesar să considerăm complexele ofiolitice ale arcurilor insulare și ariilor orogenice ca rămășițe fosile de crustă oceanică" (p. 18). Autorii arată în continuare (p. 24) că „deși vulcanitele fundamentului arcului insular nu sînt bine studiate, ele conțin adesea dovezi ale unui vulcanism submarin (pillow lave aso-

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 28, P. 35—45, BUCUREȘTI, 1983

ciate cu cherturi radiolaritice, calcare pelagice și turbidite) și au o abundență de spilite, keratofire sau *întreaga succesiune ofiolitică inclusiv ultramafite alpine* (sublinierea noastră) și, mai departe... „un important corolar al recunoașterii importanței integrale a vulcanismului necalcoalcalin în arcurile insulare este că rocile ofiolitice/tholeiitice ale fundamentelor de arc insular sau ale altor catene orogenice *pot* fi formate acolo unde ele se găsesc acum, adică în locul unde litosfera este consumată și nu creată".

Evarts (1977) studiază ofiolitele din Del Puerto (Red Mountain) — California și arată că (p. 121) „natura fragmentară a ocurențelor și alterația secundară puternică împiedică evaluarea satisfăcătoare a cadrului tectonic al formării ofiolitelor, dar o origine de bazin marginal este considerată cea mai probabilă. Formarea în cadrul unui arc insular este de asemenea plauzibilă, dar generarea într-un rift medio-oceanic normal, cum este acum înțeles, este improbabilă".

Frisch și Al. Shanti (1977) arată că scutul arab este divizat în cîteva segmente prin zone de ofiolite care manifestă trăsături de arcuri insulare. Scutul arab este considerat a fi construit din cîteva generații de arcuri vulcanice juxtapuse de vîrstă proterozoică superioară.

Hawkins—Jr. (1974) studiază geologia Bazinului Lau (sud-vestul Oceanului Pacific), a cărui geologie „are multe similitudini cu tipurile de roci cunoscute în suitele ofiolitice. Pare probabil că unele, dacă nu cele mai multe, suite ofiolitice au fost formate în bazine marginale în spatele arcurilor vulcanice și foselor"... (p. 505). Pentru aceeași zonă, Gill (1976, p. 1 384) arată că este vorba de un „arc insular acum dezmembrat prin riftogeneză, care a condus la apariția Bazinului Lau, de tip bazin interarc".

Miyashiro (1975 *a*) face o clasificare a tipurilor de ofiolite, pe care le împarte în trei clase principale: clasa I, caracterizată prin roci vulcanice calcoalcaline și tholeiitice, avînd ca exemplu masivul Troodos din Cipru, format probabil într-un arc insular; clasa a II-a, caracterizată prin prezența vulcanitelor seriilor tholeiitice, formate unele în arcuri insulare și altele în rifturi medio-oceanice; clasa a III-a este caracterizată prin vulcanite ale seriilor tholeiitice și alcaline. Această lucrare și alte cîteva ale aceluiași autor sînt foarte importante prin bogăția de date petrochimice și diagrame care ajută la discriminarea diverselor tipuri de ofiolite.

O altă lucrare importantă este aceea a lui Pearce și Cann (1973), care oferă o clasificare a tipurilor de roci vulcanice bazice în funcție de cadrul tectonic, subdivizate pe criterii chimice, prin utilizarea unor elemente minore inerte.

Această clasificare este foarte importantă, pentru că la baza ei stau date petrochimice ale unor elemente inerte, a căror concentrație nu se modifică în procesele de alterare. În acest fel se poate stabili cadrul tectonic și pentru ofiolitele vechi, chiar pentru cele din terenuri metamorfice.

Am recurs la aceste citate pentru a scoate în evidență faptul că în literatură există în momentul de față două tendințe puternice, una care restrînge termenul de ofiolit numai la rocile apărute în zonele de expansiune ale fundurilor oceanice și alta de a folosi termenul de ofiolit

în sens larg, cu admiterea mai multor tipuri de cadre tectonice în care acestea se pot forma. A folosi una sau alta dintre accepțiuni este o problemă de semantică. Important este că există mai multe asociații de roci magmatice predominant bazice, dar cu caractere petrografice și geochimice distincte, și sîntem în situația de a le separa după cadrul tectonic în care ele au fost generate.

În țara noastră, în ultimul timp, primul punct de vedere este susținut de Savu (1979,[1] 1980) și Savu și colab. (1978, 1980[2]), iar cel de-a doilea, de Cioflica și Nicolae (1981) și Cioflica și colab. (1980).

Este cunoscut faptul că ofiolitele din Munții Drocea au fost atribuite la trei etape de evoluție (Cioflica, 1961 ; Giușca și colab., 1963). În lucrările din ultimii ani, în esență, Savu consideră ca ofiolite — în accepțiunea de roci aparținînd magmatismului de fund oceanic — numai produsele etapei I, celelalte două etape fiind considerate „inițialite calco-alcaline asociate" (Savu, 1979) sau „vulcanite calcoalcaline și alcaline asociate" (Savu, 1980).

Cioflica și Nicolae (1980), utilizînd sensul larg al termenului de ofiolit, demonstrează că ofiolitele etapelor I și a II-a din M-ții Apuseni de sud sînt de tip arc insular, iar cele ale etapei a III-a, de tip bazin marginal activ. În sprijinul acestui punct de vedere vin o serie de argumente geologice și chimice, și anume :

— Produsele etapei I sînt urmate de vulcanite calcoalcaline și altele cu tendință alcalină, situație caracteristică arcurilor insulare.

— Grosimea totală a ofiolitelor din Munții Apuseni de sud, în cele mai optimiste evaluări, nu depășește 3 000 m, ceea ce ar fi prea puțin pentru o secvență ofiolitică de fund oceanic.

— Lipsa caracterului secvențial al acestor ofiolite le face să nu poată fi comparate cu structura litosferei oceanice. În Munții Apuseni de sud există corpuri gabbroice, dar acestea au o dezvoltare redusă, reprezentînd mici intruziuni puse în loc în vulcanitele pe care le cornifică. Există cîteva mici corpuri peridotitice, care pot fi considerate cumulate olivino-piroxenice ale corpurilor gabbroice sau eventual injecții de magmă bogată în olivină, precumulată subcrustal.

Gabbrourile și peridotitele cumulate, de tip fund oceanic, reprezintă vetre magmatice fosile care au alimentat vulcanismul de deasupra lor și care trebuie să aibă o largă dezvoltare. Lipsește de asemenea complexul de dyke-uri („sheeted dyke"). Acestea sînt dyke-uri juxtapuse, formate prin răcirea succesivă a magmei în ascensiune, la contactul cu pereții căilor de acces, în timpul alimentării vulcanismului de fund oceanic (Coleman, 1977). Ele trebuie să aibă o mare dezvoltare [3], practic similară cu aceea a vulcanitelor. Dyke-urile doleritice sporadice din

---

[1] Savu H. (1979), *Geneza ofiolitelor din România și a inițialitelor calcoalcaline și alcaline asociate lor, cu observații asupra metalogenezei*, comunicare susținută la sesiunea festivă a I.G.G. din 16 noiembrie 1979.

[2] Savu H., Udrescu Constanța, Neacșu Vasilica (1980), *Considerații asupra petrologiei și metalogenezei inițialitelor alpine din regiunea Vălișoara — Dumești (M-ții Metaliferi) cu observații asupra fundamentului prealpin*, comunicare susținută la I.G.G.

[3] Că secvența gabbroică și complexul de „sheeted dike" reprezintă nivelele continue, larg dezvoltate, reiese din majoritatea schemelor prezentate în ultimii ani de diferiți autori, dintre care ne rezumăm să citățm pe Allegre și colab. (1973, fig. 6, p. 465), Parrot și Ricou (1976, fig. 1, p. 52) și Dewey și Kidd (1977, fig. 1, p. 962).

Tabelul nr. 1

Analize chimice pentru elemente majore*

Nr. crt.	Nr. probei	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	K_2O	Na_2O	MgO	P_2O_5	H_2O^+	CO_2	S	Fe(S)	Total
1	693	44,59	1,06	13,24	3,60	5,10	0,17	13,62	0,67	3,75	6,72	0,23	3,82	3,67	0,03	—	100,27
2	695	44,97	2,60	13,19	5,83	6,98	0,22	11,88	0,23	3,82	5,44	0,45	2,88	1,66	0,12	—	100,27
3	12Z	45,36	1,68	16,50	6,56	6,59	0,18	3,12	1,12	4,32	8,20	0,15	4,50	0,45	0,08	0,07	98,88
4	41	45,36	2,40	13,30	8,12	5,60	0,27	10,95	0,21	1,30	5,95	0,30	4,48	1,01	0,12	0,10	99,47
5	18	46,70	0,80	14,10	1,89	4,69	0,15	6,08	0,24	3,20	9,35	0,08	4,56	7,46	0,08	0,07	99,45
6	54	47,15	1,61	16,11	5,33	6,86	0,19	8,84	1,24	3,74	5,84	0,22	3,14	0,00	0,09	—	100,36
7	74	47,24	1,49	13,90	6,29	4,97	0,25	11,07	0,32	1,21	7,08	0,25	4,88	0,00	0,22	0,19	99,36
8	m 45	47,36	1,16	14,10	10,76	1,22	0,16	10,59	0,48	1,76	8,00	0,08	2,83	1,17	0,07	0,06	99,80
9	501 D	48,34	1,16	20,05	1,81	2,14	0,09	15,53	0,15	2,37	5,82	0,02	1,90	0,42	0,06	—	99,81
10	47	48,77	1,20	15,00	5,48	3,60	0,18	10,37	0,48	2,96	6,80	0,13	3,27	1,86	0,23	0,30	100,53
11	156	49,05	1,05	15,39	4,23	6,33	0,20	12,10	0,32	2,34	8,00	0,24	1,23	0,00	0,13	0,11	100,61
12	649	49,07	2,09	13,46	4,47	8,32	0,23	10,51	0,12	2,60	6,79	0,23	1,78	0,00	0,13	—	99,92
13	611 A	49,18	0,38	15,25	2,80	3,80	0,11	12,60	0,48	1,76	11,05	0,02	2,57	0,63	0,08	0,07	100,78
14	655	49,80	1,22	13,50	4,62	4,78	0,14	8,04	0,05	4,78	4,90	0,14	2,57	5,38	0,00	—	99,92
15	202	50,21	1,85	14,30	7,49	6,39	0,22	7,59	0,00	2,72	7,05	0,25	2,15	0,00	0,21	0,18	100,43
16	7	50,27	1,02	14,20	3,78	5,76	0,15	9,52	1,12	2,88	9,10	0,07	2,55	0,00	0,08	0,07	100,57
17	11Z	51,00	1,46	14,45	5,98	5,26	0,19	5,53	2,00	3,04	6,40	0,16	3,27	1,36	0,08	0,07	100,25
18	37	51,95	0,64	11,95	4,03	3,18	0,15	12,56	0,00	4,35	5,25	0,11	1,52	3,66	0,07	0,06	99,48
19	10	51,97	0,37	15,24	2,91	4,21	0,17	11,56	0,24	2,40	9,20	0,02	1,25	0,36	0,08	0,07	100,05
20	193	52,24	2,12	13,84	6,90	7,09	0,22	5,30	0,00	3,76	5,26	0,28	2,83	0,00	0,21	0,18	100,23
21	654	52,54	1,28	13,10	5,99	4,04	0,12	8,29	2,52	4,10	3,62	0,14	1,41	2,74	0,00	—	99,89
22	5	54,04	1,81	14,30	5,50	6,16	0,13	4,51	0,48	4,16	4,40	0,32	2,76	0,83	0,08	0,07	99,56

* Analizele au fost efectuate de: Ada Medeşan (probele 3,4,5,7,8,10,11, 13,15,16,17 18,19,20,22); Erna Călinescu (9,12,14,21) şi Rosette Ianc (1,2,6).

Munţii Apuseni de sud nu pot fi în nici un caz asimilate cu complexul de „sheeted dyke".

— O serie de parametri chimici, cum sînt limitele de variaţie ale SiO_2, K_2O, raportul FeO^x/MgO (după Miyashiro, 1975 *a*), diagramele Ti/100 —Zr—3Y, Ti—Cr, Ti—Zr (Pearce, Cann, 1973; Pearce, Gale, 1976) etc., demonstrează că produsele etapei I sînt de tip arc insular.

În lucrarea mai sus citată, Cioflica şi Nicolae arată că în Munţii Apuseni de sud ofiolitele de arc insular pot fi repartizate la complexul preponderent tholeiitic, alcătuit din curgeri de bazalte hialo-ofitice, anamesite, sporadic aglomerate, mici intruziuni gabbroice (pînze intruzive pseudostratificate şi dyke-uri uneori cu stratificaţie ritmică) şi la complexul preponderent calcoalcalin, alcătuit din curgeri şi piroclastite de andezite, bazalte porfirice, precum şi diferenţiate mai acide (dacite, riolite). Subordonat apar produse cu tendinţă alcalină (limburgite, ortofire, keratofire). Primul complex are o dezvoltare largă în Munţii Drocea, iar al doilea mai ales le est de linia Cerbia — Basarabeasa, în Munţii Metaliferi. Această situaţie este explicată prin eroziunea mai avansată în partea vestică, care scoate la zi nivele mai profunde din succesiunea arcului insular.

Ţinînd cont de divergenţa existentă în literatura noastră în interpretarea ofiolitelor etapei I (complexul preponderent tholeiitic — după Cioflica şi Nicolae, 1981) şi de faptul că în ultimul timp s-au acumulat date suplimentare petrochimice (tabelele nr. 1 şi 2) însumînd circa 70 de analize chimice, vom încerca interpretarea acestora folosind diagramele cunoscute (Pearce, Cann, 1973; Pearce, Gale, 1976).

— În diagrama Ti/Y — Zr/Y marea majoritate a analizelor se proiectează în cîmpul bazaltelor de margine de placă (fig. 1).

— În diagrama Ti — Cr (fig. 2) majoritatea analizelor (circa 66 %) se proiectează în cîmpul „bazaltelor slab potasice" — caracteristice pentru arcurile vulcanice. Interpretînd statistic diagrama, putem considera că ofiolitele acestui complex sînt de tip arc insular.

— În diagarama Ti — Zr (fig. 3), foarte puţine analize (9 din 70) se proiectează în cîmpul bazaltelor de fund oceanic. Majoritatea cad în cîmpurile *A* şi *C* caracteristice pentru bazaltele de arc vulcanic şi o parte din ele în cîmpul *B*, nespecific, comun tuturor tipurilor. O serie de probe (majoritatea provenind de la Pătîrş) se proiectează în afara cîmpurilor, manifestînd o creştere accentuată a conţinutului în Zr, care a fost pusă pe seama contaminării sialice (Cioflica şi colab., 1980). Este un fenomen de aşteptat la un arc insular ensialic, cum este cel din Munţii Apuseni de sud.

În sfîrşit, în diagrama Ti/100 — Zr — 3Y (fig. 4) majoritatea analizelor se proiectează fie în cîmpurile *A* şi *C* rezervate în exclusivitate pentru bazalte de arc vulcanic, fie în cîmpul *B*, nespecific, comun atît pentru bazaltele de fund oceanic, cît şi pentru cele de arc vulcanic.

Cum toate analizele folosite în diagramele de mai sus aparţin complexului preponderent tholeiitic (etapa I), este clar că acesta s-a format în condiţii de arc vulcanic.

Interpretarea dată de Savu şi colab. (1978) şi Savu (1980) pentru produsele etapelor II-a şi a III-a, pe care le consideră de arc insular,

Tabelul nr. 2

Analize chimice pentru elemente minore*

Nr. crt.	Pb	Cu	Ga	Sn	Ni	Co	Cr	V	Sc	Yb	Y	Zr	Sr	Ba
1	<2	40	11	<2	53	30	250	160	29	2,2	15	60	240	95
2	5	45	22	2,5	55	50	130	500	38	6,3	57	290	210	22
3	3	160	16	<2	34	42	55	165	40	3,6	37	155	98	70
4	<2	28	14	<2	95	38	230	350	30	5	50	200	260	70
5	6,5	310	12	<2	100	41	350	260	38	2,2	20	67	24	356
6	<2	34	17	<2	70	40	11	420	38	4	36	190	300	380
7	<2	27	11	<2	150	40	310	280	32	5	42	140	310	67
8	4,5	100	16	<2	48	43	19	300	40	3	30	75	52	58
9	6	3,5	17	<3	55	13	45	550	52	2,2	12	32	850	53
10	<2	31	13	<2	100	33	270	210	28	2,8	20	65	130	28
11	5	45	15	<2	75	50	280	280	36	3,4	24	75	165	62
12	ndt	62	20	ndt	68	53	112	415	47	5,6	57	210	180	36
13	2	9	10	<2	95	40	220	160	38	1,5	18	30	60	10
14	ndt	29	17	ndt	32	22	75	240	38	3,4	30,5	95	110	27
15	8	50	21	3	53	55	87	350	38	5,2	52	160	135	12
16	10	90	15	<2	80	48	240	280	38	2,8	28	72	105	46
17	12	65	14	<2	38	40	75	340	36	3,9	30	115	140	145
18	<2	28	13	<2	135	28	440	195	22	1,7	14	45	60	11
19	10	46	14	<2	100	29	400	340	50	1,8	15	23	120	21
20	7	34	24	<2	25	55	8	600	43	9,5	68	260	75	15
21	ndt	65	11,5	ndt	31	38	55	430	40	4,1	36	105	300	140
22	<2	10	15	4	9,5	22	2	175	20	3,7	42	190	75	23

* Analizele au fost efectuate de Irina Bratosin (cu excepția probelor 9,12,14 și 21 analizate de Ana Șerbănescu).

NOTĂ :

1, Bazalt, pr. Homorod, str. intersertală-intergranulară. Pl. + cpx. + op. + st. + sec.cc. + Q ; *2*, anamesit, pr. Homorod, str. intergranulară-subofitică. Pl. argilizat + cpx. + op. uneori scheletice + sec.cl. + cc. ; *3*, pillow lave bazaltice, cariera Zam (partea externă a pernei), str. intersertală-amigdaloidă. Pl. + cpx. + st. + sec.cc. ; *4*, hialobazalt, Visca, str. hialoofitică-variolitică. Pl. + st. ; *5*, bazalt, Căzănești, str. intersertală. Pl. + st. + sec.cc. în cantitate mare ; *6*, gabbrou, Visca, str. holocristalină, mediogranulară. Pl. + cpx. + ol. + op. + sec. sauss. + cl. ; *7*, hialobazalt, Visca. Pl. + st. + op. aciculare ; *8*, bazalt, Căzănești, str. intergranulară. Pl. + cpx. + st. ; *9*, gabbrou, Almaș Selište, str. holocristalină, hipidiomorfă. Pl. + cpx. + op. + sec. ur. ; *10*, bazalt, Visca, str. intersertală. Pl. + st. + foarte rare fenocristale de Pl. și amigdale cu cc. ; *11*, bazalt, Cerbia, str. intersertală. Pl. + cpx. + st. + sec.cl. + ep. ; *12*, microgabbrou, Bătuța, str. subofitică-holocristalin hipidiomorfă. Pl. în baghete cu tendință tabulară + cpx. + op. + sec. cl. ; *13*, gabbrou, Tătăroaia, str. holocristalină. Pl. + cpx. + op. ; *14*, dolerit, Zam., str. ofitică-subofitică,. Pl. + cpx. + op. + sec.cc. + cl. + calced. ; *15*, bazalt, Cerbia, str. intersertală. Pl. + cpx. + st. + sec.ep. + cl. ; *16*, dolerit, Almășel, str. subofitică-intergranulară. Pl. + cpx. + op. ; *17*, pillow lave bazaltice, cariera Zam (partea internă a pernei), str. intersertală. Pl. + + cpx. + st. ; *18*, bazalt, Visca, str. intersertală-variolitică. Pl. + st. + foarte mici amigdale cc. ; *19*, gabbrou, Cerbia, str. holocristalină. Pl. + hb, + op. + sec.ur ;. *20*, bazalt, Cariera Zam, str. intersertală. Pl. + cpx. + st. ; *21*, bazalt, Cariera Zam., str. intersertală. Pl. + st. + sec. rare amigdale cu cc. + Q. + ep. ; *22*, microgabbrou, Almășel, str. holocristalină mediogranulară. Pl. + cpx. + op. sec. ur. + Q. + ep.

Abreviații : *str.*, structura rocii ; *sec.*, minerale secundare ; *Pl.*, placioclaz ; hb., hornblendă ; *opx.*, ortopiroxen ; *cpx.*, clinopiroxen ; *ol.*, olivină ; *op.*, minerale opace ; *st.*, sticlă vulcanică ; *Q.*, cuarț ; *calced.*, calcedonie ; *cc.*, calcit ; *sauss.*, saussurit ; *ep.*, epidot ; *cl.*, clorit ; *ur.*, uralit.

și pentru mecanismul de formare al acestuia este susceptibilă de serioase critici.

Savu și colab. (1978, p. 185—186) explică apariția produselor acide și alcaline „prin contaminarea magmei tholeiitice formată în mantaua superioară sau în pătura bazaltică subcrustală, cu material acid rezultat din topirea plăcilor nordice și sudice, care sînt prinse în fenomenul

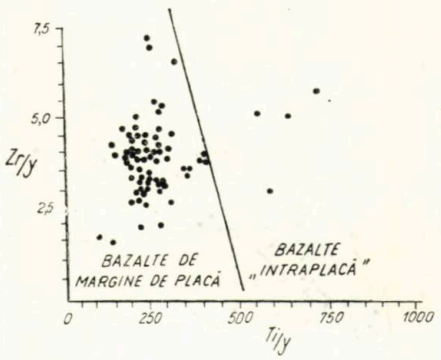


Fig. 1. — Diagrama Ti/Y — Zr/Y.

de subducție și se scufundă sub zona Mureș". Este greu de imaginat subducția unei plăci continentale sub o placă oceanică, dar dacă autorii citați au făcut-o, atunci în acestă ipoteză nu poate fi explicată dispoziția spațială a produselor etapei a II-a în Munții Drocea. În general, de la

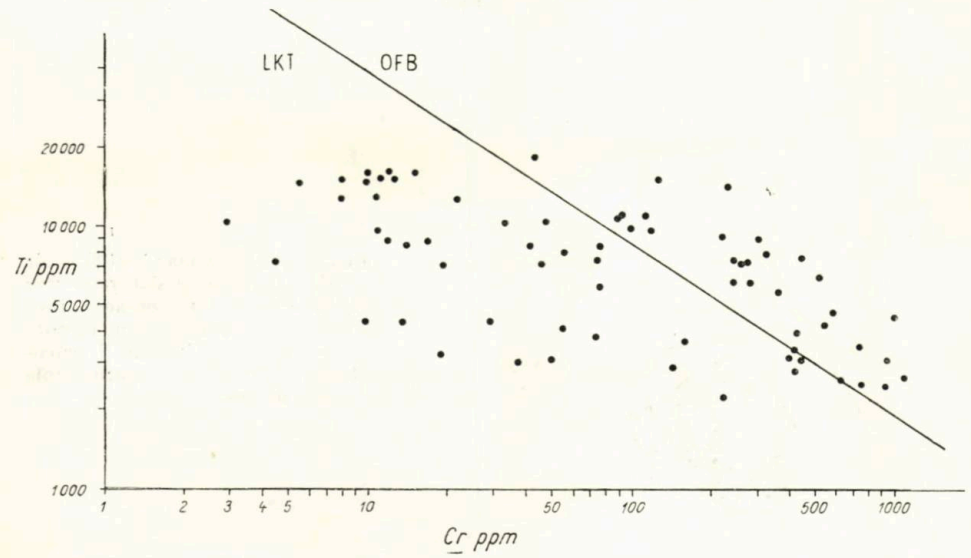


Fig. 2. — Diagrama Ti — Cr : *OFB*, bazalte de fund oceanic ; *LKT*, tholeiite slab potasice.

locul în care o placă se subduce și pînă la vulcanitele de arc insular asociate trebuie să existe un spațiu fără activitate vulcanică. De aceea, dacă s-ar admite subducția celor două plăci sialice, ar fi normal ca vul-

canitele de arc insular să se găsească la interiorul zonei cu ofiolite de fund oceanic şi nu să le flancheze.

Savu (1980, p. 68) admite şi o a doua ipoteză, conform căreia arcul insular s-a generat în urma unei coliziuni de tip continent/continent

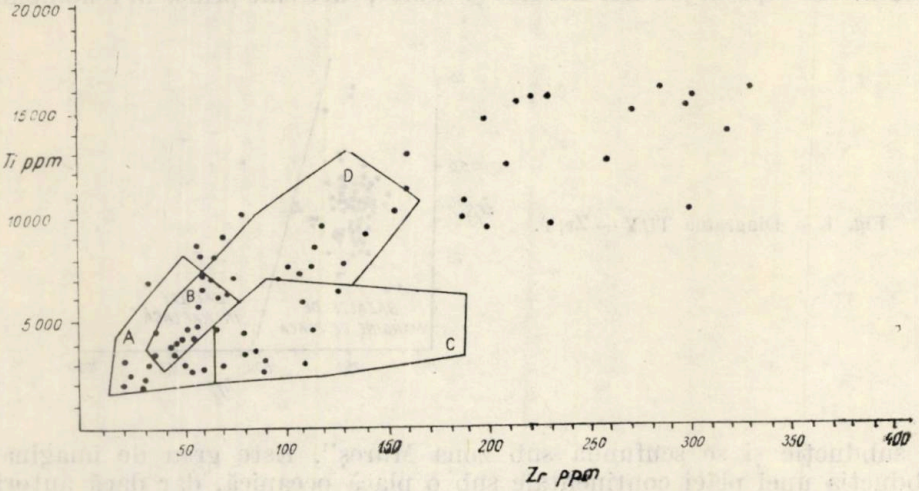


Fig. 3. — Diagrama Ti — Zr : *A*, tholeiite slab potasice ; *B*, bazalte de fund oceanic, tholeiite slab potasice sau bazalte calcoalcaline ; *C*, bazalte calcoalcaline ; *D*, bazalte de fund oceanic.

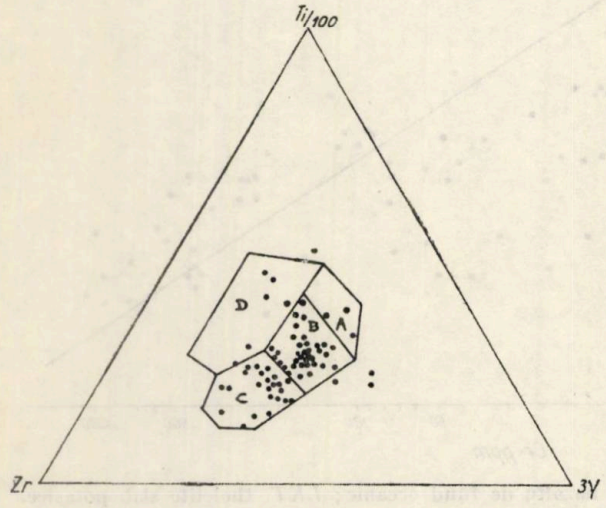


Fig. 4. — Diagrama Ti/100 — Zr — 3Y : *A*, tholeiite slab potasice ; *B*, bazalte de fund oceanic, tholeiite slab potasice sau bazalte calcoalcaline ; *C*, bazalte calcoalcaline ; *D*, bazalte continentale sau de insule oceanice.

a microplăcilor Munţilor Apuseni şi transilvanică. Această ipoteză nu poate fi admisă întrucît este cunoscut faptul că limitele de coliziune de acest tip sînt lipsite de activitate vulcanică — ofiolitică.

În sfîrșit, Savu (1980, p. 69) arată că „al treilea stadiu de evoluție a magmatismului inițial se manifestă numai prin curgeri de spilite, intercalate în depozite de fliș apțian-albian din partea estică a zonei Mureș". În realitate, spilitele din această zonă sînt o componentă majoră a ceea ce se cunoaște sub numele de strate de Feneș (barremian-apțian inferior), care reprezintă o formațiune de tip olistostromă vulcano-sedimentară; spilite se întîlnesc și sub formă de olistolite în diferite formațiuni de tip wildflysch, cum sînt stratele de Meteș (apțian superior-albian) sau formațiunea de Galda (senonian) [4].

În privința produselor complexului spilitic (etapa a III-a), Cioflica și Nicolae (1981) și Cioflica și colab. (1980) remarcă afinitățile petrochimice pe care le au față de tholeiitele de fund oceanic, prin revenirea la un tip mai bazic față de ofiolitele de arc insular și printr-o mare omogenitate chimică, caracteristici care sînt conforme cu cadrul tectonic atribuit — de tip marginal activ.

CONCLUZII

— Există numeroase argumente de ordin geologic și petrochimic pentru a considera ofiolitele primele două etape din Munții Apuseni de sud de tip arc insular și cele ale etapei a III-a de tip bazin marginal activ.

— Faptul că analizele se proiectează în cîmpuri largi (vezi fig. 2 și 3), uneori în afara cîmpurilor diagramelor, nu poate fi pus pe seama alterării rocilor; autorii acestor diagrame arată că se utilizează elemente inerte, a căror concentrație nu se modifică în asemenea procese. Explicația acestui mod de proiecție trebuie căutată în faptul că diagramele menționate au fost construite pe baza a numerose analize din cadre tectonice majore, în timp ce în Apusenii de sud fenomenele se desfășoară la altă scară, aceea a microplăcilor, foarte probabil într-un mod întrucîtva diferit față de modelul de referință.

CONSIDERATIONS ON THE INTERPRETATION OF THE TECTONIC SETTING OF SOUTH APUSENI MOUNTAINS OPHIOLITES

SUMMARY

The paper analyses the meaning of the term "ophiolite" and comments recent opinions on the tectonic setting of South Apuseni Mountains ophiolites.

Geological and chemical data confirm our former opinion (Cioflica and Nicolae, 1981) that the first and the second stages of the ophiolitic magmatism (tholeiitic prevailing complex and calc-alkalic prevailing complex) have an island arc evolution and the third (spilitic complex) has a marginal basin type evolution.

[4] Lupu M. și colab. (1980), Raport geologic, Arh. I.G.G.

BIBLIOGRAFIE

Allegre C.J., Montigny R., Bottinga Y. (1973), *Cortège ophiolitique et cortège océanique, géochimie comparée et mode de genèse*, B.S.G.F. (7), **XV**, *5—6*, 461—477.

Challis A. G. (1969), *Discussion of the paper „The origin of metamorultramafic and ultrabasic rocks" by P. J. Wyllie*, Tectonophysics, **7**, *5—6*, 495—505.

Cioflica G. (1961), *Entwicklung des Mesozoischen Vulcanismus des Drocea-Gebirges*, Acta Geol., **VII**, *1—2*, 163—167, Budapest.

Cioflica G., Nicolae I. (1981)., *The origin, evolution and tectonic setting of the Alpine ophiolites from the South Apuseni Mountains*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie, **25**, 19—29.

Cioflica G., Lupu M., Nicolae I., Vlad Ş. (1980), *Alpine ophiolites of Romania: Tectonic setting Magmatism and metallogenesis*, An I. G. G., **LXVI**, 79—95.

Coleman R. G. (1977), *Ophiolites. Ancient oceanic lithosphere?* Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

Dewey J. F., Bird J. M. (1971), *Origin and emplacement of the ophiolite suite. Appalachian ophiolites in Newfoundland*, J. Geophys. Res., **76**, 3 179—3 206.

Dewey J. F. , Kidd W.S.F. (1977), *Geometry of plate accretion*, Geol. Soc. Am. Bull., **88**, 960—968.

Dietz R. S. (1963), *Alpine serpentinites as oceanic rind fragments*, Geol. Soc. Amer. Bull., **74**, p. 947—952.

Evarts C.R. (1977), *The geology and petrology of the Del Puerto ophiolite, Diablo Range, Central California Coast Ranges.*, in : *North American Ophiolites.*

Ewart A., Bryan W. B. (1972), *Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Island*, Geol. Soc. Amer. Bull., **83**, p. 3 281—3 298.

Frisch W., Shanti A. Al. (1977), *Ophiolite belts and the collision of island arcs in the Arabian Shield*, Tectonophysics, **43**, *3—4*, 293—306.

Gass I. G. (1977), *Origin and emplacement of ophiolites. The Institution of mining anal matallurgy*, The Geol. Soc. of London, Proc. joint meet. Volcanic Studies Group of the G.L.S. and I.M.M. held in London on 21—22 Jan. 1976.

Gill J. B. (1976), *Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks : Implication for evolution of an interarc basin and remnant* arc, Geol. Soc. Amer. Bull. **87**, *10*, p. 1 284—1 395.

Giuşca D., Cioflica G., Savu H. (1963), *Vulcanismul mezozoic din Masivul Drocea (Munţii, Apuseni)*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V (1961), Com. şt., **II**, 31—44, Bucureşti.

Hawkins-Jr. J. W. (1974), *Geology of the Lau Basin, a Marginal Sea, Behind the Tonga Arc*, in : *The geology of continental Margins*, ed. Creighton A. Burk and L. Drake. Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.

Jakes P., Gill J. (1970), *Rare earth elements and the island arc tholeiitic series*, Earth Planett Sci. Lett., **9**, 17—28.

Miyashiro A. (1973), *The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an Island Arc*, Earth and Planet. Sc. Lett, **19**, 218—224.

— (1974), *Volcanic rock series in Island Arc and active continental margin*, Amer, Journ. Sci., **274**, p. 321—355.

— (1975 *a*), *Classification, characteristics and origin of ophiolites*, Journ. Geol., **83**, 249—281.

— (1975 *b*), *Volcanic rock series and tectonic setting*, Ann. Rev. of Earth and Planet. Sci., **3**, 251—291.

— (1977), *Subduction-zone ophiolites and Island-arc ophiolites*, in : *Energetics of geodynamic processes*, ed. Surendra K. Sexena and Somdev Bhattacharji, Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.

Moores E. M., Vine F. J. (1971), *Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust. Evaluation and implication*, Roy. Soc. London Philos Trans., **268**, 443—466.

Parrot J. F., Ricou L. E. (1976), *Evolution des assemblages ophiolitiques en cours de l'expansion océanique*, Cah. O.R.S.T.O.M. Ser. Géol., **VIII**, *1*, 49—68.

Pearce J. A., Cann J. R. (1973), *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analises*, Earth Planet. Sci. Lett., **19**, p. 290—300.

Pearce J. A., Gale G. H. (1976), *Identification of ore deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks*, The Geol. Soc. of London Proc. Joint meet Volc. Stud. Group of the G.L.S., and I.M.M. held in London on 21—22 Jan. 1976.

Savu H., Berbeleac I., Călinescu Erna, Florescu Rodica, Zămîrcă Alla (1978), *Structure and origin of Bunești Gabbroic body (Metaliferi Mountains)*, D.S.I.G.G., **LXIV**, *1*, 173—191.

Savu H. (1980), *Genesis of the Alpine Cycle Ophiolites from Romania and their Associated Calc-Alkaline and Alkaline Volcanics*, An. I.G.G., **LVI**, 55—77.

Steinmann G. (1927), *Die ophiolithischen Zonen in dem Mediterranen Keltengebirge*, 14-th Intern. Geol. Congr. Madrid, **2**, 638—667.

Conference Participants (1972), *Penrose field conference: Ophiolites*, *Geotimes*, **17**, *24*, 25.

* * *

Primit în redacție în luna martie 1980

Institutul de geologie și geofizică

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA STRUCTURII GEOLOGICE A CARPAȚILOR MERIDIONALI (REGIUNEA VALEA LUI STAN)

DE

MIRCEA TRIFULESCU, NICOLAE DRAGOMIR

Valea lui Stan, situată în bazinul inferior al rîului Lotru, este cunoscută în literatura geologică atît pentru minereurile aurifere, cît și pentru complicatele probleme structurale pe care le ridică în cadrul Carpaților Meridionali. În lucrarea de față sînt prezentate caracteristicile structurale ale regiunii, constatate prin lucrările de prospecțiuni și explorări geologice și prin cercetarea deschiderilor subterane ale sistemelor hidroenergetice, între anii 1967 și 1979. Observații megastructurale asupra acestei regiuni au efectuat: Munteanu-Murgoci (1905), Popescu-Voițești (1904), Streckeisen (1932—1934), Ghika-Budești (1931—1938), Savu (1936) [1], Codarcea și colab. (1970), Trifulescu și Dragomir (1968) [2], Boldor și colab. (1970), Trifulescu și colab. (1976—1980) [3], din ale căror lucrări rezultă două ipoteze tectonice.

În prima ipoteză, emisă de Munteanu-Murgoci, prin care se consideră că formațiunile geologice din Carpații Meridionali se află în raporturi tectonice de șariaj, Valea lui Stan reprezintă o fereastră tectonică în care, de sub formațiunile mezometamorfice ale pînzei getice, sînt aduse la zi, datorită eroziunii, formațiunile epimetamorfice și sedimentele autohtonului. Codarcea și Lupu (1967), reluînd ideea de polișariaj a lui Streckeisen (1932), susțin că în Valea lui Stan este o pînză supragetică, împinsă de la est la vest, în timp ce pînza getică, după Munteanu-Murgogi, ar fi împinsă de la nord spre sud.

În a doua ipoteză, a structurii în blocuri a Carpaților Meridionali, primii pași i-a făcut Ghika-Budești (1938). Trifulescu (1959—1971)[4] emite ipoteza structurii megageoanticlinorie în blocuri a Carpaților Meridionali (Trifulescu, Apostol, Micu, 1964), prin care se consideră că întreaga catenă carpatică s-a creat într-o succesiune poligeosinclinorie, corespunzătoare mai multor cicluri geostructurale suprapuse. Regiunea a suportat dislocații produse încă din proterozoic, care au avut un rol hotărîtor asupra formațiunilor și mișcărilor tectonice posterioare culminînd în cretacic și paleogen, cînd s-au produs ultimele împingeri convergente coaxiale, falii și solzi, creîndu-se o structură în blocuri, sub formă de horsturi și grabene.

---

[1] Raport geologic, Arh. I.P.G.G., București.

[2] Raport geologic, Arh. I.P.G.G., București.

[3] Raport geologic, Arh. I.P.G.G., București.

[4] Raport geologic, Arh. I.P.G.G., București.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 28, P. 46—53, BUCUREȘTI, 1983

STRUCTURA GEOLOGICĂ

Valea lui Stan se înscrie în segmentul central al megageoanticlinoriului carpatic, în care apare fundamentul cristalin proterozoic, străbătut de corpuri intrusive paleomezozoice și acoperit parțial de formațiuni sedimentare postcarbonifere. Succesiunea formațiunilor geologice din regiune este rezultatul mai multor cicluri geostructurale (fig. 1). Cele mai vechi formațiuni aparțin fundamentului cristalin, reprezentat prin seria de Lotru, formată în ciclul geostuctural „lotrian", care suportă disconform „seria de Olteț" (Trifulescu, 1970)[5] și transgresiv seria de Lainici—Păiuș, generate în ciclurile geostructurale „oltețian" (Trifulescu, 1971)[6] și „jian" (Trifulescu și Dragomir, 1972)[7] din proterozoicul mediu și, respectiv, superior. Metamorfitele au fost injectate de magme paleozoice, sub forma unor apofize în versantul vestic al Văii lui Stan, numite „granite de Valea Ulii" (Trifulescu, Dragomir, 1968, *op. cit.*, pct. 2), echivalente cu faciesul porfiric al granitelor de Șușița, care au generat și dyke-urile din versantul sudic al văii Lotrului, amont de barajul Brădișor (Trifulescu și colab., 1977, *op. cit.* pct. 3). Cortegiul lor filonian afectează toate metamorfitele și apare remaniat în depozitele permiene, alcătuite din conglomerate verrucanice poligene (Popescu-Voitești, 1904; Trifulescu, Dragomir, 1968, *op. cit.*, pct. 2), care suportă gresii și marne werfeniene în ambii versanți (Lupu, Lupu, 1967), interceptate de foraje (Preoteșiu, Balabaș, 1972, *op. cit.*, pct. 6) și de galeriile hidrocentralei Brădișor (Trifulescu, 1978, *op. cit.*, pct. 3). Peste depozitele triasice apar direct depozite cretacic superioare (Mrazec, Murgoci, 1899), care încep cu o breccie sedimentară numită „breccia de Valea lui Stan" (Trifulescu, Dragomir, 1968 *op. cit.*, pct. 2) Pe falia Năruțiu — Olănești sînt insinuate magme ultrabazice cretacic superioare.

Cele mai frecvente metamorfite ale fundamentului întregii regiuni, inclusiv din grabenul Valea lui Stan — Rășinari aparțin seriei de Lotru (Streckeisen, 1932), metamorfozată în condițiile faciesului amfibolitelor cu almandin, reprezentată prin: amfibolite cu almandin, paragnaise și micașisturi cu staurolit + almandin, cuarțite cu biotit, migmatite arteritice sin- și postmetamorfice și ortognaise cu biotit + almandin ± staurolit ± disten. În horstul Cozia, sill-urile de amfibolite sînt intercalate într-o stivă groasă de paragnaise micacee și micașisturi cu staurolit ± andaluzit, ortognaise micacee cu disten și migmatite stromatitice și oftalmitice (gnaise de Cozia).

În grabenul Brezoi — Orșova apare la zi seria mezometamorfică de Olteț, reprezentată prin paragnaise micacee cu almandin + sillimanit ± cordierit ± grafit, amfibolite bazaltice și doleritice și frecvente migmatite arteritice sin- și postmetamorfice.

Peste seria de Lotru, în grabenul Valea lui Stan — Rășinari, apar șisturi verzi, care aparțin stratigrafic seriei de Lainici—Păiuș (Trifulescu, Dragomir, 1968, *op. cit.*, pct. 2), situată supraiacent și transgresiv față de seriile mezometamorfice. În ambele grabene au rămas neerodate

[5] Raport geologic, Arh. I.P.G.G., București.
[6] Raport geologic, Arh. I.F.L.G.S., București.
[7] Raport geologic, Arh. I.P.G.G., București.

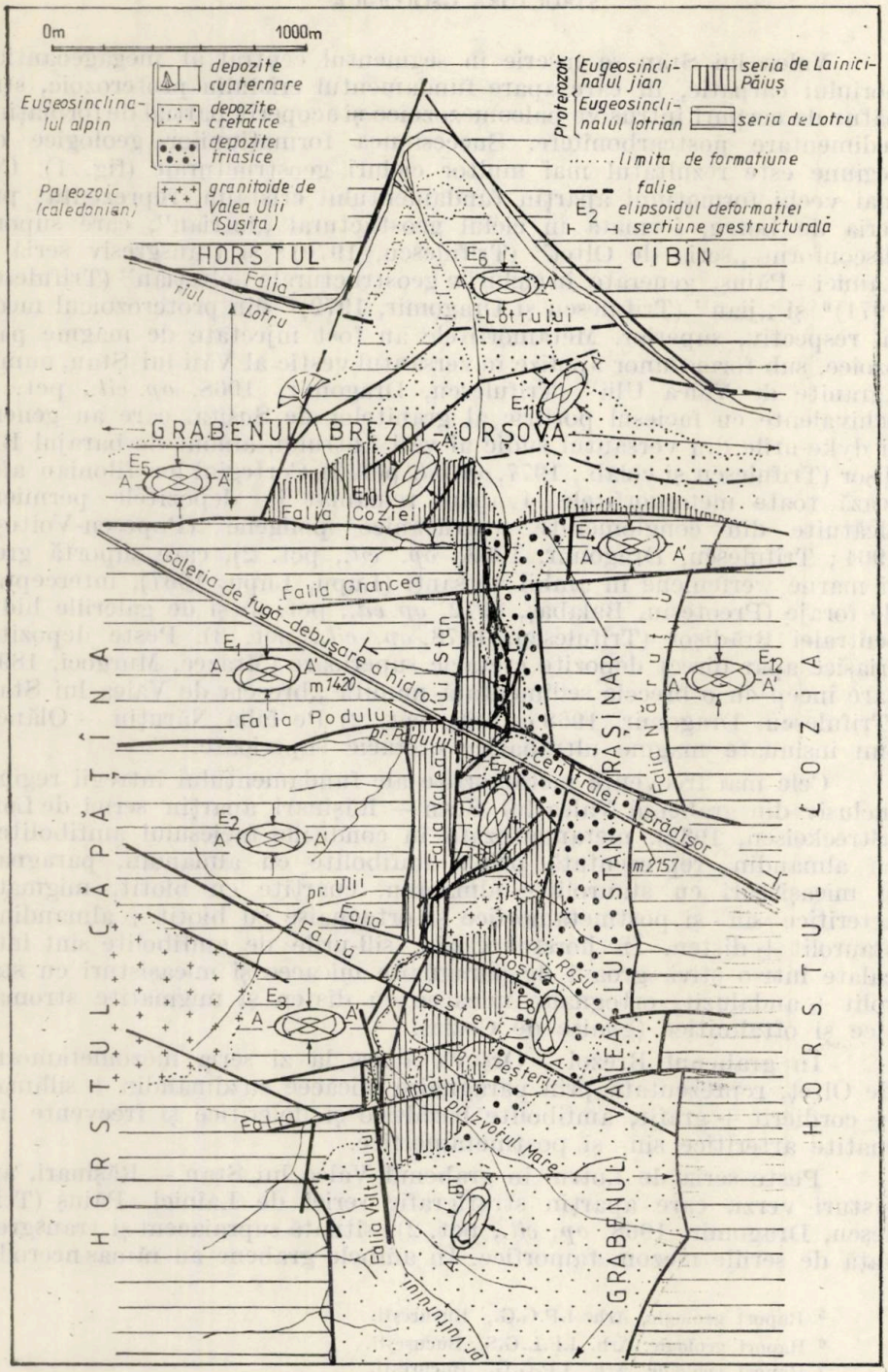


Fig. 1. — Harta structurală disjunctivă a regiunii Valea lui Stan.

doar cîteva petice de epimetamorfite, alcătuite din metabazite de Păpușa, șisturi cuarțitice, șisturi carbonatice, calcare microcristaline și șisturi grafitoase de Văleanu (Trifulescu, 1966, *op. cit.*, pct. 7).

În seria de Lotru au fost puse în evidență corpuri mici de granitoide în valea Ulii, afluent al Văii lui Stan și în valea Lotrului. Compoziția petrografică (granodiorite și granosienite cu biotit±hornblendă) și vîrsta lor caledoniană corespund granitoidelor de Șușița. Structural, aceste magmatite oferă caracteristici de zăcămînt generate de ascensiunea forțată a magmei în cadrul disjunctiv al cupolei metamorfice, evidențiată prin breccii magmatice și injecții de aplite, pegmatite și cuarț.

Cele mai vechi sedimente din grabenul Valea lui Stan — Rășinari sînt permotriasice (Lupu, Lupu, 1967), iar cele mai noi sînt senonian superioare (Dragomir, 1978)[8], întîlnite în valea Vasilatului. În grabenul Brezoi—Orșova apar și depozite paleogene prinse sub falia Coziei, în orogeneza pireneană.

FORMELE MIȘCĂRII MEGATECTONICE

Grabenul Valea lui Stan, orientat nord—sud, este delimitat la vest de horsturile Căpățîna și Cibin, iar la est de horsturile Cozia și Făgăraș. În valea Lotrului el este fracturat de grabenul mai tînăr Brezoi— Orșova, care are o poziție axială în catena carpatică, fiind orientat vest — est și are în flancul nordic horsturile Cibin și Făgăraș, iar în flancul sudic horsturile Căpățîna și Cozia. Primul graben, definitivat în orogeneza laramică, are un caracter transversal față de structura est — vest a catenei carpatice, fiind delimitat de planele disjunctive „ac" ale orogenezei laramice, paralele cu planele S_3 din sistemul B_1 al formațiunilor proterozoice inferioare și medii, în timp ce al doilea graben este format de planele disjunctive „bc", paralele cu planele axiale S_2 ale sistemului de cutare B_1, proterozoic, al seriei de Lotru. După dislocațiile produse de forțele gravitaționale, care au avut ca efect decalările pe altitudine ale blocurilor carpatice, au acționat forțele tangențiale din nord și din sud și au reluat împingerile convergente ale ambelor flancuri către axul major al megageoanticlinoriului carpatic.

Cercetările au scos în evidență poziția asimetrică a grabenului transversal, delimitat de două falii majore, direcționale față de axul său orientat nord — sud : falia Valea lui Stan (Trifulescu, Dragomir, 1968, *op. cit.*, pct. 2), la vest, și falia Năruțiu — Olănești (Ghika-Budești, 1938 ; Boldor și colab., 1967[9]), la est (fig.1). De asemenea, pe hartă mai apar faliile transversale care fracturează grabenul (Curmătura, Izvorul Mare, Peștera, Roșu, Podul, Grancea, Cozia), separîndu-l în mai multe compartimente decalate între ele cu 100—800m pe orizontală și pe verticală. Partea de sud a grabenului este scufundată și mascată de depozite senoniene, iar la nord grabenul este rupt de falia pireneană a Coziei, care afectează depozitele eocene și pe care s-a produs translația horstului Cibin cu 3 km spre est, pînă în valea Vasilatului, unde grabenul respectiv reapare între horsturile Cibin și Făgăraș.

[8] Raport geologic, Arh. I.P.G.G., București.
[9] Raport geologic, Arh. I.P.G.G., București.

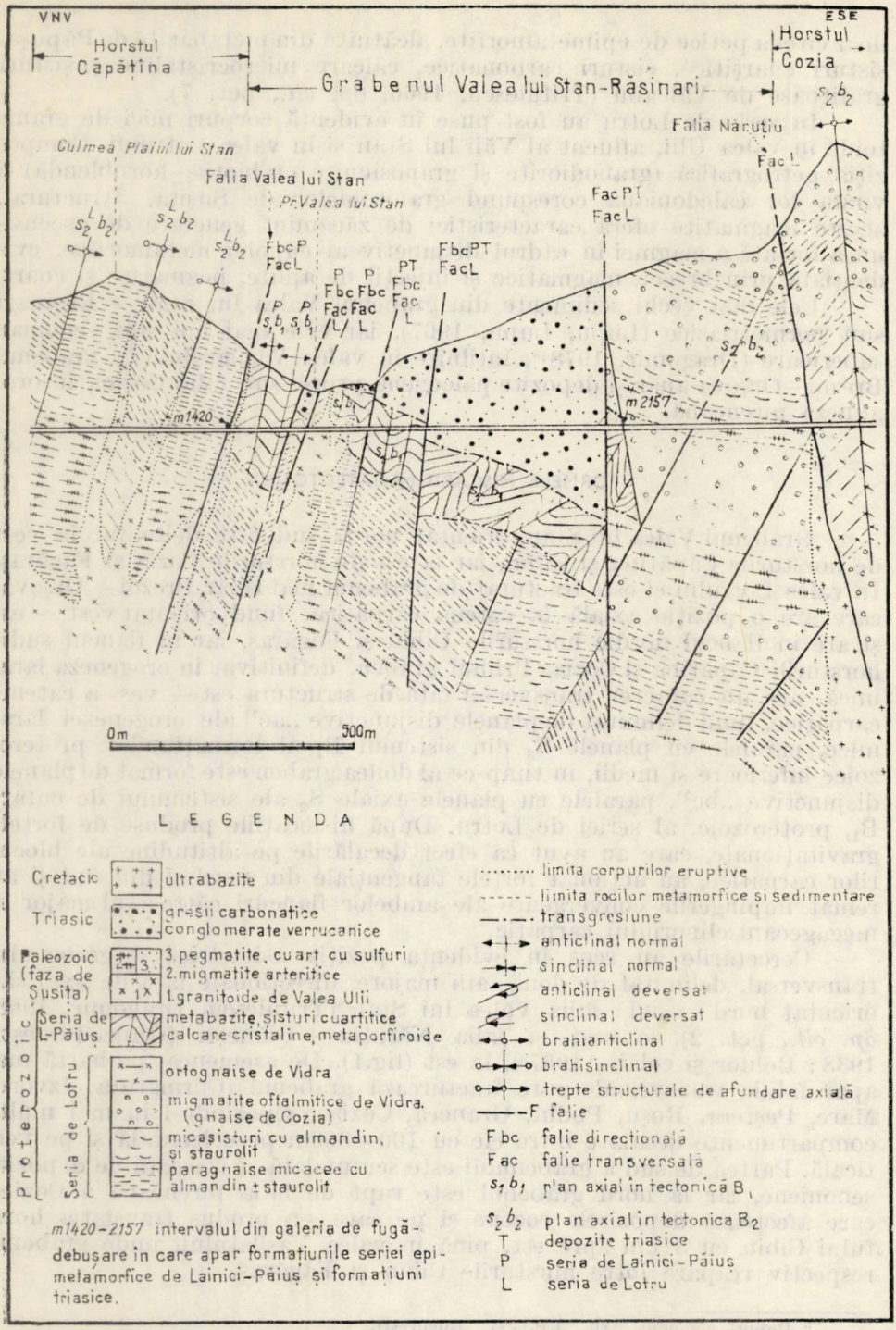


Fig. 2. — Profil geostructural prin Valea lui Stan în zona de subîmpingere.

Metamorfitele seriei de Lotru din horstul Căpățîna și din grabenul Valea lui Stan cad în trepte structurale axiale, cu 20—90°, spre falia Năruțiu — Olănești, la est de care se ridică horstul Cozia cu 800 m.

FORMELE MIȘCĂRII MEDIOSTRUCTURALE

În afară de formele megadisjunctive, vizibile în figura 1, au mai fost identificate și dislocații de amplitudine mai redusă, care fragmentează blocurile mari. După orientarea lor față de direcția generală a structurii mezotectonitelor de Lotru, dislocațiile care separă micro- și mezoblocurile aparțin sistemelor direcțional („bc"), transversal („ac") și mai rar diagonal.

Față de structura mezotectonitelor de Lotru, faliile direcționale sînt: Lotru, Cozia, Grancea, Podul, Roșu și Curmătura. Ele sparg horsturile și grabenele în minimum șase blocuri de mărime medie, dintre care compartimentele delimitate de faliile Grancea și Podul sau de faliile Roșu și Curmătura sînt împinse spre est cu 100—400 m. Din cauza acestora, aliniamentul de minereuri auro-argentifere din Valea lui Stan, amplasat pe falia transversală cu același nume, este fracturat de mai multe ori și din el numai în segmentul dintre faliile Podul și Roșu, numit „Stoian", și în segmentul dintre faliile Curmătura și Vulturul, numit

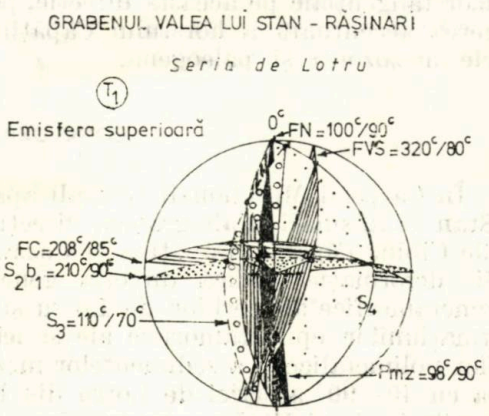


Fig. 3. — Tectonograma relațiilor spațiale dintre direcția structurilor (b_1), faliile majore și planul mineralizației din grabenul Valea lui Stan — Rășinari: *FC*, falia Coziei; *FN*, falia Năruțiu — Olănești; *FVS*, falia Valea lui Stan; *Pmz*, planul mineralizației polimetalice.

„Vulturul", au fost interceptate și exploatate minereuri aurifere. La suprafață și în subteran au mai fost constatate multe falii transversale, paralele cu faliile majore. Din această cauză, în galeria Elești-aval și în foraje se constată existența unor solzi (fig. 2), în care conglomeratele verrucanice sînt prinse de 3—4 ori sub mezotectonitele de Lotru. Aceste plane disjunctive apar în planele S_3 ale cutelor seriei de Lotru.

În tectonograma din figura 3 sînt evidente raporturile dintre sistemele de cutare ale fundamentului mezotectonitic (S_2b_1 și S_3b_1), principalele falii și planul de cantonament al mineralizației auro-argintifere. Se observă concordanța faliei direcționale a Coziei cu planul axial major al structurii carpatice (S_2b_1) și disconformitatea faliilor transversale (FN și FNS) și a mineralizației polimetalice (Pmz) cu planele S_3b_1. Mine-

ralizații mai apar sporadic, tot pe plane diagonale și transversale în galeria Elești—aval, la m 345, m 1444 și m 1460 și în galeria Elești — amont, la m 1484.

Sensul forțelor tangențiale generatoare ale pozițiilor blocurilor și ale structurilor plicative îl indică elipsoizii deformației, care, în mezotectonitele de Lotru din horstul Căpățîna (E_{1-3}) și din fundamentul grabenelor (E_{4-6}, E_{12}) au axele lungi A—A′ orientate pe direcția vest — est, cu azimutul 100—110°, perpendiculare pe direcția nord — sud a forțelor tangențiale. Pe planele faliilor gravitaționale deschise (Valea lui Stan=320°/80° și Năruțiu—Olănești=100°/90°), pe care s-au produs prăbușirile grabenelor, regenerate în mai multe orogeneze, se înscriu axele scurte ale elipsoizilor (C—C′), create prin tensiune, în planele S_2 ale cutelor secunde ale sistemelor plicative, transversale față de orientarea catenei. În aceste falii sînt cantonate filoanele de pegmatite, cuarț și minereuri polimetalice. Pe direcția axei A—A′ faliile închise sînt sterile, jucînd rolul de plane de deplasare orizontală prin condensare tectonică.

Elipsoizii deformațiilor suportate de epitectonitele seriei de Lainici—Păiuș (E_7, E_{10}) și de sedimentele mezozoice din grabene (E_{8-9}, E_{11}) apar discordante față de seria de Lotru. Ele au axul A—A′ orientat pe az. 30° (E_7), paralel cu falia Valea lui Stan, asemenea direcției cutelor, iar axul scurt C—C′ este evident orientat vest — est, indicînd prezența forțelor tangențiale pe această direcție, pe care s-a produs treptat subîmpingerea accentuată a horstului Căpățîna sub horstul Cozia, în orogenezele mezozoică și paleogenă.

CONCLUZII

În Carpații Meridionali centrali apare un graben transversal Valea lui Stan — Rășinari și alt graben, direcțional, Brezoi — Cozia, între horsturile Cibin, Făgăraș, Căpățîna și Cozia. Elementele structurale și elipsoizii deformației indică direcția generală vest — est a formațiunilor mezometamorfice ale seriilor de Lotru și de Olteț și direcția nord — sud a formațiunilor epimetamorfice ale seriei de Lainici—Păiuș, a mineralizațiilor polimetalice și a sedimentelor mezozoice supraiacente, cît și afundarea cu 40—90° a seriei de Lotru din horsturile Căpățîna și Cibin sub horsturile Cozia și Făgăraș, evidențiindu-se o coborîre de 800 m pe planul faliei Năruțiu — Olănești, în orogenezele postcretacice.

CONTRIBUTIONS TO THE KNOWLEDGE OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE MERIDIONAL CARPATHIANS (STAN'S VALLEY REGION)

SUMMARY

One of the important regions for the study of the Meridional Carpathians' structure is Stan's Valley, located in Căpățîna Mountains due to the complex tectonic relations between the geological formations.

The investigations made by the authors, both at surface and underground, emphasized the folding and disjunctive characteristics of a structure in blocks (the horsts of Căpățîna, Cozia, Cibin and Făgăraș separated by the Brezoi — Orșova and Stan's Valley — Rășinari grabens).

The structural symmetry of the crystalline base indicated the presence of three series of crystalline (metamorphic) rocks (Lotru, Olteț and Lainici — Păiuș) formed in different protherosoic geotectonic cycles, over which are laid transgressive paleo—mesosoic formations, as well as axial subduction, successively regenerated, of the Căpățîna horst under the Cozia horst, on the transversal planes of the Stan's Valley and Năruțiu layers, on which migrated magma and juvenile paleosoic solutions mineralized with polymetallic sulphides.

BIBLIOGRAFIE

Boldor C., Stilla Al., Iavorschi M., Dumitru I. (1970), *Date noi în cunoașterea stratigrafiei și tectonicii sedimentarului mesozoic de la nord de Olănești (Carpații Meridionali)*, D. S., Inst. geol, **LV** (1967—1968).

Codarcea Al., Lupu M. et al. (1967), *Unitatea supragetică în Carpații Meridionali*, St. cerc geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **XII**, *2*.

Ghika-Budești Șt. (1938), *Depresiunea intramontană Loviștea și creasta horstului Cozia*, Acad. Rom., St. cerc. geol., **III**, *1—2*.

Lupu M., Lupu Denisa (1967), *Prezența werfenianului în Carpații Meridionali (Valea lui Stan)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **XII**, *2*.

Mrazec L. (1904), *Sur les schistes cristallines des Carpathes Méridionales (versant roumain)*, C. R. IX, Congrés international, Vienne.

Munteanu-Murgoci Gh. (1905), *Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes Méridionales*, C.R. Acad., Bul. Soc. Sc., **XIII**, Paris.

Popescu-Voitești I., Munteanu-Murgoci G. (1911), *Discuțiuni asupra tectonicii Văii lui Stan*, D. S., Inst. geol. Rom., **II**, 13—20.

Streckeisen A. (1932), *Sur la tectonique des Carpathes Méridionales*, An. I.G.R., **XVII**.

Trifulescu M., Apostol A., Micu C. (1964), *Mineralizația de fier din Munții Căpățînei*, Revista Minelor, *3*, 136—143.

Primit în redacție la 10 noiembrie 1981

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice

RELAȚIILE DINTRE FITOMETAMORFISM ȘI POTENȚIALUL PETROGAZEIFER AL ZONEI BIBEȘTI — BULBUCENI

DE

D. PARASCHIV, N. BALTEȘ

În cadrul industriei extractive a petrolului și gazelor din România s-au întreprins întodeauna studii privind originea, migrația, acumularea și protecția hidrocarburilor. Concepțiile și tehnicile de lucru care au stat la baza acestor preocupări au evoluat pe parcursul ultimilor 125 de ani, pe măsura adîncirii cunoștințelor despre teritoriul țării noastre și în funcție de progresele cercetărilor fundamentale realizate în toată lumea, în domeniile geologiei și tehnologiei. Lucrarea de față își propune să prezinte cîteva rezultate obținute ca urmare a aplicării unui procedeu nou în aprecierea potențialului petroligen, respectiv studiul metamorfismului substanței organice de natură vegetală.

Folosit în străinătate la scară largă, industrială, încă din deceniul trecut (Correia, 1969), procesul în discuție a fost introdus și în industria noastră de petrol cu cîțiva ani în urmă. Această metodă se bazează pe principiul potrivit căruia resturile organice diseminate în rocă poartă, într-o măsură mai mare sau mai mică, amprenta transformărilor ireversibile, intervenite în timpul evoluției geologice și pot fi, astfel, un indicator al gradului de maturizare a substanței organice primare, respectiv a etapei cînd aceasta a putut genera hidrocarburi. Tehnica de lucru, modul de evaluare și interpretare a rezultatelor au fost prezentate în cîteva lucrări publicate anterior (Balteș, 1973, 1978 etc.).

Concluziile interesante la care s-a ajuns în domeniul fitometamorfismului în activitatea desfășurată în țara noastră au determinat, pe de o parte, efectuarea curentă a investigațiilor de acest gen, iar, pe de altă parte, stabilirea unor profile de referință în fiecare bazin de sedimentare. Astfel, pentru Platforma Moesică s-a considerat oportun ca unul dintre profilele de referință să se realizeze în zona Bibești — Bulbuceni, avîndu-se în vedere următoarele : secvența groasă (peste 6 500 m), mai mult sau mai puțin completă, a depozitelor sedimentare ; numărul mare de sonde săpate, dintre care peste 60 au investigat aceste depozite pînă la adîncimi de 5 000—5 500 m ; existența mai multor zăcăminte de hidrocarburi suprapuse ; starea fizică diferită a hidrocarburilor care alcătuiesc zăcămintele din regiune.

Localizată la contactul dintre Platforma Moesică și Depresiunea Getică, în preajma văii Jiului, la circa 45 km NNV de orașul Craiova, zona Bibești — Bulbuceni a făcut obiectul mai multor lucrări de specialitate (Paraschiv, 1979). Dintre elementele de cunoaștere, specifice acestei zone, se aduc în discuție numai cîteva. Succesiunea stratigrafică, traversată de sonde, aparține devonianului, permo-triasicului, jurasicului și neogenului care, în zonă, începe cu badenianul. Relațiile dintre termenii respectivi, ordinul de mărime al grosimii și caracteristicile lor litologice rezultă din examinarea figurii 1. La nivelul sarmațianului

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 28, P. 54— 59, BUCUREȘTI, 1983

depozitele respective, cu înclinări de 2—6°, sînt implicate într-o ușoară boltă anticlinală. În dreptul formațiunilor preneogene (inclinări de 12—22°), structura nu apare suficient de clară, dar ca ipoteză de lucru s-ar putea admite existența unei forme domale. În zonă s-au descoperit acumulări de hidrocarburi, suprapuse, în paleozoic și triasic (zăcămînt comun de petrol, între 4 872 și 4 590 m), în triasicul mediu (petrol, la tester, între 4 547 și 4 537 m) și în neogen. În baza acestuia din urmă se găsește țiței cu gaze asociate, apoi, pe măsură ce se urcă în scara stratigrafică, ponderea hidrocarburilor lichide scade continuu, pînă la nivelul meoțianului, unde se întîlnesc numai gaze sărace (fig. 1). Gradientul geotermic actual este de aproximativ 3°C/100 m.

Dintre numeroasele carote provenind de la sondele săpate la Bibești — Bulbuceni, aproape 100 au fost studiate sub aspectul metamorfismului substanței de origine vegetală. Aproximativ jumătate din eșantioane reprezintă complexele sarmațianului bazal-badenianului superior, grupate sub denumirea de Sa X. Celelalte complexe superioare aparținînd sarmațianului și meoțianului n-au fost, practic, investigate sub aspectul diagenezei rămășițelor vegetale. Restul de circa 50 de eșantioane provin din formațiunile preneogene (intervalul jurasic-devonian). Repartiția stratigrafică a carotelor examinate au permis o cercetare detaliată a miocenului și chiar a triasicului (fig.1) și o investigație mai redusă a jurasicului și paleozoicului. Adîncimea eșantioanelor studiate este cuprinsă între 3 562 și 5 288 m, adică un interval de 1 726 m. Frecvența cea mai mare a carotelor se constată între 3 600 și 4 400 m, corespunzînd, de fapt, neogenului bazal.

În cadrul intervalului investigat, indicele de diageneză a substanței organice vegetale variază între 3,48 și 4,58. După cum se poate vedea din figura 1, valoarea indicelui crește în adîncime, dar „firul" metamorfismului se rupe de două ori pe intervalul investigat.

Examinarea mai atentă a distribuției pe verticală a valorilor permite să se constate că acestea se grupează în trei zone foarte distincte. Zona superioară corespunde formațiunilor neogene și jurasice. În cadrul ei valorile extreme variază între 3,48 și 3,9, iar valorile medii, între 3,64 și 3,81. Gradientul metamorfismului crește în această zonă, în medie, cu 22 diviziuni/1 000 m. Deși în cadrul zonei respective există puternice contraste litologice (malmul carbonatic este încadrat de depozitele terigene ale neogenului și doggerului) și o marcantă lacună de sedimentare, corespunzînd cretacicului, paleogenului și miocenului inferior (în total circa 100 mil. ani), profilul metamorfismului substanței organice prezintă o continuitate perfectă din sarmațian și pînă în dogger, inclusiv.

O a doua zonă, mediană, se confundă cu formațiunile de vîrstă triasică și se caracterizează prin valori (extreme și medii) cuprinse între 4,16 și 4,31. În pofida contrastului litologic (mezotriasicul carbonatic este încadrat de formațiunile continental-lagunare ale triasicului superior și permo-triasicului inferior) și a variației mediului de sedimentare, nici aici nu se constată perturbări ale tendinței de transformare a materiei organice. Din contră, valorile determinate imprimă o notă mult mai omogenă acestei zone în comparație cu zonele adiacente. Gradientul de metamorfism este similar celui din zona superioară, și anume 22 div./1 000 m. Ceea ce frapează, însă, este ruperea profilului metamorfismului la

limita jurasic/triasic. Deşi întreruperea de sedimentare respectivă a avut o durată mai redusă (circa 10—15 mil. ani) comparativ cu cea dintre malm şi badenian, decalajul profilului este de circa 35 de diviziuni, ceea ce echivalează cu lipsa unei coloane sedimentare de aproximativ 1 600 m grosime.

Zona inferioară şi, în acelaşi timp, ultima corespunde depozitelor carbonatice ale devonianului, în cadrul căreia valorile extreme variază între 4,50 şi 4,58, iar cele medii între 4,48 şi 4,57. Gradientul de metamorfism se dublează faţă de zonele superioare, ajungînd, în medie, la 40 div./1 000 m. Această zonă se detaşează de precedenta şi printr-o rupere a profilului în dreptul limitei permo-triasic/devonian, cu circa 22 de diviziuni, ceea ce echivalează cu lipsa unei coloane sedimentare de 500 m (în cazul devonianului) — 1 000 m (în cazul triasicului). Ruperea (decalajul) profilului apare mai redusă faţă de precedenta discontinuitate, deşi durata lacunei stratigrafice este de ordinul a 80—100 mil. ani.

S-a menţionat mai înainte că în cadrul zonei superioare şi, mai ales, în sarmaţian, se constată o diversitate mai mare a valorilor indicelui de metamorfism. Analiza detaliată a diferitelor grupe de valori, în contextul geologic al regiunii studiate, a dus la concluzia că fitometamorfismul din cadrul acestei zone este controlat de : adîncimea de îngropare a sedimentelor, poziţia fundamentului, evoluţia geologică a regiunii şi, foarte probabil, de natura resturilor vegetale fosilizate.

Evoluţia diagenezei substanţei organice de natură vegetală, în funcţie de adîncime, constituie un proces normal şi previzibil. Ceea ce surprinde însă la Bibeşti sînt cele două ruperi (praguri) care afectează profilul metamorfismului, separîndu-l în trei grupe (zone). Fenomenul se cere examinat mai în detaliu şi interpretat.

Lipsa unei perturbaţii în tendinţa metamorfismului la limita neogen/jurisic are darul să atragă atenţia că nu vîrsta depozitelor sau durata întreruperii sedimentării şi nici natura litologică a rocilor n-au jucat un rol esenţial în diageneza substanţei vegetale ci, mai curînd, evoluţia geologică, asociată cu o modificare substanţială a regimului geotermic. Din acest punct de vedere, grupele (zonele) de valori individualizate ar putea însemna tot atîtea faze sau etape în istoria geotermică a regiunii. Astfel, cele 35 de diviziuni care separă doggerul de triasic constituie un „fond" pe care depozitele aparţinînd ultimului sistem amintit îl aveau înaintea depunerii jurasicului, probabil ca urmare a unor paleotemperaturi mai pronunţate. Din acest punct de vedere merită să se ţină seama că perioada de timp corespunzătoare permo-triasicului marchează sfîrşitul agitat al orogenezei varisce şi începutul tectogenezei alpine. În Platforma Moesică, etapa respectivă s-a caracterizat printr-un activ proces de rifting, asociat cu o intensă activitate magmatică care s-a prelungit pînă în triasicul superior.

Pragul care separă, din punctul de vedere al metamorfismului organic, permo-triasicul de devonian ar putea să se datoreze termalismului determinat de diastrofismul breton şi de cel sudetic, de asemenea asociat cu erupţiuni vulcanice.

Valorile indicelui de transformare, adîncimea de îngropare a depozitelor, temperaturile, presiunile de strat şi caracterul resturilor fosile vegetale, toate la un loc pledează în favoarea admiterii proceselor ter-

mochimice ca factor determinant în diageneza materiei organice din această regiune. Luată în ansamblu, gama de valori cuprinsă între 3,48 și 4,58 apare favorabilă genezei hidrocarburilor, practic în toate fazele lor (gazoasă, lichidă, gaz-condens și din nou gazoasă). Din acest punct de vedere, indicii de metamorfism ar putea fi separați, convențional, în două grupe de valori: una între 3,48 și 3,80, echivalentă stadiului de diageneză tardivă-catageneză a materiei organice, în care temperatura și-a adus contribuția pozitivă la formarea petrolului; cea de-a doua, cu valori mai mari de 3,80, echivalentă stadiului de metageneză, caracterizat prin acțiunea destructivă a temperaturii care a dus la cracarea hidrocarburilor. Din punctul de vedere al adîncimii, limita dintre cele două grupe de valori s-ar situa la aproximativ 4 300 m (fig. 1).

În cadrul primei grupe s-au putea defini, de asemenea convențional, două subgrupe. Prima se referă la indicii mai mici de 3,69, corespunzători unui metamorfism incipient către moderat, care a favorizat geneza gazelor sărace și a gazelor cu condensat. A doua, cu valori de 3,69—3,80, reflectă un metamorfism moderat, adică stadiul maturității depline a substanței organice, cînd are loc formarea hidrocarburilor lichide. Limita dintre cele două stadii se situează în jurul adîncimii de 3 800 m (fig. 1).

O primă fază a stadiului de metageneză, definită de indicii unui metamorfism puternic, respectiv 3,80—3,90, caracterizează, în parte, depozitele jurasice. În această fază începe, de regulă, cracarea petrolului, rezultînd petrol greu, condensat și din ce în ce mai multe gaze de metageneză. Următoarea fază, a metamorfismului sever, cu indici de 4,16—4,31, caracterizează formațiunile triasice. În astfel de condiții rocile sursă pot oferi numai gaze. Ultima fază este definită de valorile devonianului, care variază între 4,50 și 4,58. Acestea exprimă un metamorfism foarte sever, stadiu în care materia organică generează gaze sărace.

Rezumînd cele de mai sus, posibilele formațiuni sursă de petrol par să fie, potrivit criteriului utilizat, sarmațianul bazal, badenianul și, parțial, jurasicul, caracterizate printr-un metamorfism moderat (indici 3,69—3,80). Aceste formațiuni se întîlnesc pe intervalul de adîncime 3 800—4 300 m. Celelalte depozite sedimentare, conținînd resturi fosile vegetale mai puțin diagenizate (indici mai mici de 3,69) sau aflate într-un stadiu mai avansat de transformare (indici mai mari de 3,80), au putut furniza gaze și condensat de diageneză și, respectiv, metageneză. Din nefericire, în regiune nu s-au efectuat și studii geochimice sistematice care să permită confruntarea diagnozelor mai multor criterii de apreciere a potențialului petroligen.

Rezultatele obținute permit desprinderea cîtorva concluzii:

— hidrocarburile lichide localizate în devonian, permo-triasicul inferior și în triasicul mediu nu se găsesc în formațiunile care le-au generat, ci au migrat din alți termeni stratigrafici mai noi, probabil din dogger și miocen;

— acumulările din neogen au fost generate, probabil, de aceleași formațiuni în care se găsesc;

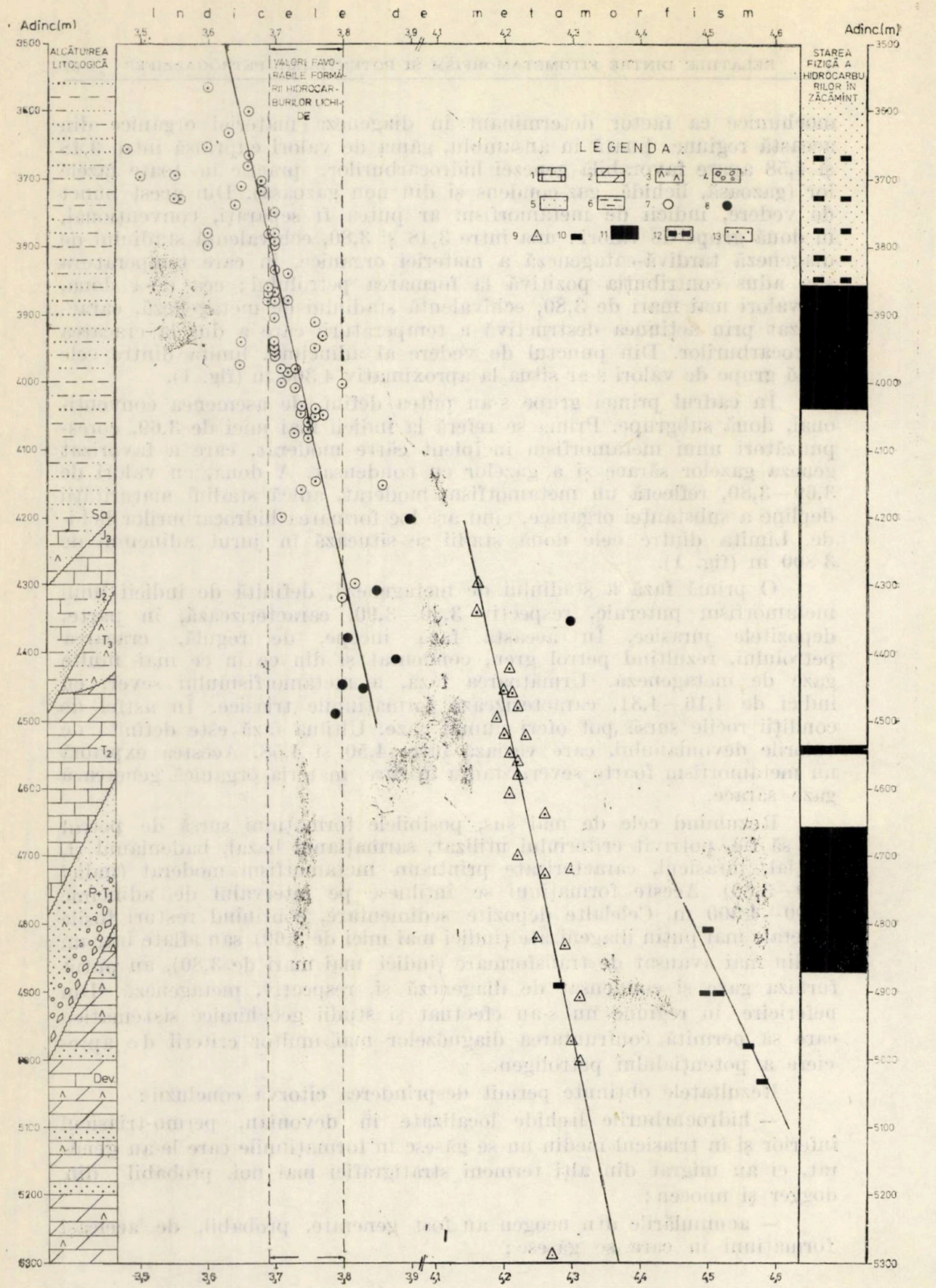


Fig. 1.— Variația fitometamorfismului în raport cu alcătuirea litologică, vîrsta și adîncimea depozitelor sedimentare și distribuția hidrocarburilor în zona Bibești — Bulbuceni : *1*, calcare ; *2*, dolomite ; *3*, gipsuri, anhidrite ; *4*, breccii, conglomerate ; *5*, gresii, nisipuri ; *6*, marne, argile ; *7*, eșantion de vîrstă neogenă ; *8*, eșantion de vîrstă jurasică ; *9*, eșantion de vîrstă triasică ; *10*, eșantion de vîrstă paleozoică ; *11*, petrol ; *12*, gaze + condensat ; *13*, gaze.

— limita gaze-țiței, precizată cu foraje, se situează cu 50—80 m mai jos față de estimările făcute pe baza indicelui de metamorfism al substanței organice. Diferența respectivă este destul de mică și s-ar putea pune pe seama insuficiențelor metodei utilizate sau, eventual, pe momentul formării zăcămintelor, mișcările suferite de regiune după acest moment și pe faptul că hidrocarburile au migrat, lateral sau vertical, din poziții coborîte.

THE RELATIONSHIP BETWEEN PHYTOMETAMORPHISM AND THE OIL AND GAS-BEARING POTENTIAL OF THE BIBESTI-BULBUCENI AREA

SUMMARY

The about 100 samples examined contain fossil vegetal remains in different stages of metamorphism. The vegetal organic matter maturation indices grow with depth, but the profile of the metamorphism and, partially, its gradient, show two important discontinuities framing the Permo—Triassic deposits. These profile breaks are explained by the geothermal evolution of the area in question, an evolution marked by three phases: Devonian, Permo—Triassic and Post—Triassic.

The metamorphism index values suggest that only the Neogene and, partially, the Jurassic, could have generated liquid hydrocarbons and gas condensate. The Permo—Triassic organic matter and, especially, the Devonian one, whose metamorphism is severe, reached a senile stage. Thus, it is considered that the oil located in the Paleozoic and in the Triassic originated by lateral migration (along the important unconformities) from the younger formations.

BIBLIOGRAFIE

Balteș N. (1973), *Considerații asupra relațiilor dintre gradul de metamorfism al materialului palinologic din apele primare de zăcământ și potențialul petroligen al stratului purtător*, Petrol și gaze, *12*, 727—730.

— (1978), *Considerații palinologice privind geneza hidrocarburilor și unele roci-sursă de petrol*, Mine, petrol și gaze, *10*, 476—485.

Correia I. (1969), *Contribution à la recherche des zones favorables à la genèse du pétrole par l'observation microscopique de la matière organique figurée*, Rev. Inst. Fr. Pétrole, **24**, *12*, 1 417—1 454, Paris.

Paraschiv D. (1979), *Platforma Moesică și zăcămintele ei de hidrocarburi*, Edit. Academiei, 195 p., București.

Philippi G. (1965), *On depth, time and mechanism of petroleum generation*, Geochim. and Cosmochim. Acta, **20**, 1 021—1 049.

Primit în redacție la 10 ianuarie 1980

Institutul de cercetări și proiectări pentru petrol și gaze, Grup secții București

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA FORMAȚIUNILOR OLIGOCENE DIN REGIUNEA CÎMPU LUI NEAG (BAZINUL PETROȘANI)

DE

VICTOR MOISESCU

Regiunea Cîmpu lui Neag, situată în extremitatea vestică a Bazinului Petroșani, a făcut obiectul mai multor studii și rapoarte geologice. Date referitoare la această zonă (ca și la bazin în general) sînt consemnate în lucrările autorilor: Hofmann (1870), Staub (1887), Pax (1907, 1908), Blanckenhorn (1900), Voitești (1932), Voicu (1954), Răileanu (1955 *a*, *b*), Răileanu și colab. (1960), Mateescu (1956), Pop (1963, 1971), Givulescu (1973) și alții.

Oligocenul din regiunea Cîmpu lui Neag este compus din 3 formațiuni, și anume: formațiunea de Cimpa — Răscoala = „orizontul" 1 (bazal), formațiunea de Dîlja — Uricani = „orizontul" 2 (productiv inferior) și formațiunea de Lonea = „orizontul" 3 (grezos).

1. Formațiunea de Cimpa — Răscoala se dezvoltă numai pe rama sudică a bazinului și este constituită dintr-o succesiune de argile roșietice, în care pe alocuri se intercalează conglomerate prinse într-un ciment argilos roșu. Între Cîmpu lui Neag și valea de Brazi, formațiunea respectivă cuprinde și calcare micritice de apă dulce (Stan și colab., 1977). Ea se dispune direct pe cristalin și suportă formațiunea de Dîlja — Uricani. La vest de pîrîul Strugului vine în contact direct cu formațiunea de Lonea.

Deschideri interesante în această formațiune au fost întîlnite de noi pe valea Bilugului, ca și în versantul drept al văii Jiul de Vest. Ea are o grosime ce variază între 60 și 120 m.

2. Formațiunea de Dîlja — Uricani urmează în continuitate de sedimentare peste formațiunea de Cimpa —Răscoala și este constituită dintr-o succesiune de marne și argile, între care, la diferite nivele, se intercalează gresii, microconglomerate și strate de cărbuni. Succesiuni detaliate au fost ridicate în versantul stîng al văii Pietroasa (Stan și colab., 1977), în apropiere de confluența cu Jiul de Vest, în versantul stîng al văii Șchioapei, în versantul stîng al Jiului de Vest în amonte de confluența cu pîrîul Jerii, pe pîrîul Pleșii etc.

Formațiunea de Dîlja — Uricani este foarte fosiliferă. Într-o lucrare anterioară (Moisescu și colab., 1979) am prezentat peste 130 de taxoni din acestă formațiune de pe întreg Bazinul Petroșani. Din sectorul Cîmpu lui Neag însă nu am avut la dispoziție probe cu faună decît în foarte mică măsură; de aceea am considerat că o inventariere detaliată a moluștelor din această regiune este binevenită.

În tabelul nr. 1 am înscris 50 de specii de moluște, dintre care 12 (*Polymesoda convexa* aff. *angusta*, *Corbula (Varicorbula) gibba curta*, *C. (V.) gibba pseudolaevis*, *C. (Caryocorbula) revoluta neglecta*, *C. (C.) carinata oligolaevis*, *C. (C.) carinata taurolonga*, *Thracia (Cyathodonta) pubescens*, *Hydrobia elongata*, *Stenothyra pupa*, *Stenothyrella lubricella*,

Tabelul nr. 1

Fauna de moluşte a formaţiunii de Dilja—Uricani din regiunea Cîmpu lui Neag (Bazinul Petroşani)

Nr. crt.	Specia	V. Pleşa	V. Pleşa la confl. cu Jiul	Jiul de V aproape de p. Jerii	Est de Cîmpu lui Neag	P. Şchioapei	P. Dinonilor	Cîmpu lui Neag în foraje
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	*Mytilus aquitanicus* May. — Eym.	+						+
2	*Mytilus* sp.	+						+
3	*Cardium* sp.						+	+
4	*Tellina* (*Arcopagia*) *heberti* Desh.	+					+	
5	*Gari*(*Gobraeus*)*bavaricus* (May. Eym. in Hölzl)	+						
6	*Gari*(*Gobraeus*) *protractus* (May. Eym. in Hölzl) morfa A	+						+
7	*Gari*(*Gobraeus*)*protractus* (May. Eym. in Wolff) morfa B	+						+
8	*Gari*(*Gobraeus*)*protractus* (May. Eym. in Wolff) morfa C	+						+
9	*Gari*(*Gobraeus*)*protractus* (May. Eym. in Sacco) morfa D	+						+
10	*Gari*(*Gobraeus*)*aquitanicus*(May. Eym. in Cossm. et Peyr.) morfa A	+						+
11	*Gari*(*Gobraeus*)*aquitanicus* (May. — Eym. in Hölzl) morfa B	+						+
12	*Gari*(*Gobraeus*)*longus* (Hölzl)	+						
13	*Gari*(*Gobraeus*) aff. *difficilis* (Hölzl)							+
14	*Gari*(*Gobraeus*)sp.	+						+
15	*Congeria basteroti* (Desh. in Lamk.)						+	+
16	*Polymesoda*(*Pseudocyrena*)*convexa convexa* (Brongniart)	+		+	+	+	+	+
17	*Polymesoda*(*Pseudocyrena*)*convexa brongniarti* (Bast.)	+					+	
18	*P.*(*Pseudocyrena*)*convexa* formă de tranziţie la *P.*(*P.*) *convexa brongniarti* (Bast.)	+					+	
19	*Polymesoda*(*Pseudocyrena*) *convexa aff. angusta* Hölzl	+						
20	*Polymesoda* (*Pseudocyrena*) *convexa* ssp.	+		+	+		+	+
21	*Corbula*(*Varicorbula*)*gibba* (Olivi)			+				+
22	*Corbula*(*Varicorbula*)*gibba curta* Locard			+				
23	*Corbula*(*Varicorbula*)*gibba pseudolaevis* Sacco			+				
24	*Corbula*(*Caryocorbula*)*carinata oligolaevis* Sacco			+				
25	*Corbula* (*Caryocorbula*)*carinata taurolonga* Sacco			+				
26	*Corbula*(*Caryocorbula*)*revoluta neglecta* Michelotti			+				
27	*Callista splendida* (Mérian in Desh.)	+						
28	*Thracia*(*Cyathodonta*)*pubescens* (Pulteney)	+						
29	*Theodoxus*(*Vittoclithon*)*pictus* (Férussac)		+					
30	*Hydrobia reinachi* Boettger			+				
31	*Hydrobia elongata elongata* (Faujas)			+				
32	*Hydrobia elongata procerula* Wenz			+				
33	*Hydrobia andreaei* Boettger in Degrange-Touzin			+				
34	*Hydrobia* sp.			+				
35	*Stenothyra pupa* (Nyst)			+				
36	*Stenothyrella lubricella* (Sandberger)			+				
37	*Pisinna pupa* (Doderlein)			+				
38	*Turritella beyrichi* Hofmann						+	
39	*Turritella* sp.			+			+	

Tabelul nr. 1 (continuare)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
40	*Melanopsis* (*Lyrcaea*)*impressa hantkeni* Hofmann	+						+
41	*Melanopsis* sp.							+
42	*Melanoides winkleri* (May. — Eym.)			+				+
43	*Melanoides* sp.			+				+
44	*Tympanotonos margaritaceus margaritaceus* (Brocchi)	+					+	+
45	*Tympanotonos margaritaceus calcaratum* (Grateloup in Sandberger)	+						
46	*Tympanotonos margaritaceus* formă de tranziție la *T. margaritaceus calcaratum* (Grat. in Sandb).	+						
47	*Tympanotonos margaritaceus moniliforme* (Grat. in Sandb.)	+						
48	*Cerithium ex gr. meneghinii* Michelotti		+					
49	*Cerithium* sp.	+	+					+
50	*Euspira catena achatensis* (Récluz)		+					

Pisina pupa și *Cerithium* ex gr. *meneghinii*) sînt descrise pentru prima dată în regiune, ca și în Bazinul Petroșani în general.

Asociația de moluște a formațiunii de Dîlja — Uricani din sectorul Cîmpu lui Neag conferă acesteia o vîrstă chattiană clară, ca și fauna din depozitele oligocene ce se dezvoltă în celelalte sectoare ale bazinului. Grosimea formațiunii în acestă zonă este cuprinsă între 100 și 250 m.

3. Formațiunea de Lonea se dezvoltă în versantul stîng al Jiului de Vest, ocupînd cea mai mare parte din zona cercetată. De la valea Strugului spre vest apare și în versantul drept (Stan și colab., 1977). Este constituită în mod predominant din gresii grosiere, microconglomeratice și conglomerate, între care, la anumite nivele, se intercalează marne grezoase cenușii, argile grezoase și pietrișuri slab cimentate. Deschideri complete în formațiunea de Lonea se găsesc în versantul stîng al Jiului de Vest, în amonte de localitatea Uricani, în versantul drept al văii Todeștilor și în valea Paroșenilor.

În regiunea Cîmpu lui Neag nu am întîlnit fosile în această formațiune. Ea conține însă specii de moluște în zona Aninoasa—Petroșani, care permit să i se atribuie aceeași vîrstă, chattiană, ca și a formațiunii subiacente (Moisescu și colab., 1979). Grosimea ei poate atinge 700—800 m. Este transgresivă, venind în contact direct cu diferiți termeni ai formațiunii productive, cu formațiunea de Cimpa—Răscoala, așa cum se poate observa în versantul drept al Jiului de Vest, la vest de pîrîul Strugului, cu formațiunile mezozoice sau cu șisturile cristaline, cum este cazul între pîrîul Strugului și pîrîul Pleșa. Pe rama nordică formațiunea de Lonea vine în contact direct cu fundamentul cristalin de-a lungul liniei tectonice majore.

În urma studiului efectuat în regiunea de mai sus se poate spune că :

— formațiunea de Cimpa — Răscoala cuprinde roci predominant argiloase, caracteristice fiind calcarele micritice care apar pe o lungime de circa 2,5 km pe rama de sud a bazinului ;

— din formațiunea de Dîlja — Uricani au fost inventariați 50 de taxoni, dintre care 12 sînt puși în evidență pentru prima dată de noi în acestă regiune și în Bazinul Petroșani în general ;

— atît din formațiunea de Dîlja — Uricani, cît și din cea de Lonea au fost cercetate o serie de loguri, ce servesc ca profile-tip ale hipostratotipului egerianului, în care intră cele două unități litostratigrafice.

CONSIDÉRATIONS SUR LES FORMATIONS OLIGOCÈNES DE LA RÉGION DE CÎMPU LUI NEAG (BASSIN DE PETROȘANI)

RÉSUMÉ

L'objet du présent ouvrage est l'étude des formations oligocènes de la région de Cîmpu lui Neag (Bassin de Petroșani) et de leur contenu faunique.

La région mentionnée comporte trois formations, notamment : formation de Cimpa — Răscoala [ou «horizon» 1 (basal)], formation de Dîlja — Uricani [ou «horizon» 2 (productif inférieur)] et formation de Lonea [ou «horizon» 3 (gréseux inférieur)].

La formation de Cimpa — Răscoala, dont l'élément caractéristique est le calcaire micritique d'eau douce, est constituée de roches prédominantes argileuses. Celui-ci affleure sur une longuer d'environ 2,5 km sur la bordure méridionale du bassin. Dans le versant droit de Jiul de l'ouest, à droite du lieu où il conflue avec le ruisseau du Siglău, se laisse voir leur plus orientale apparition.

De la formation de Dîlja —Uricani n'affleure que sa partie supérieure, fait mis en évidence par la présence de l'espèce *Caryocorbula carinata* identifiée dans la succession du versant gauche du Jiul de l'ouest, en amont de son confluent avec le ruisseau du Jerii. L'espèce susmentionnée est localisée seulement dans le toit de la couche de charbon 8/9. Elle s'y trouve en association avec *Varicorbula gibba*, forme provenant des niveaux supérieurs, fait qui atteste que *V. gibba* peut descendre jusqu'au niveau de la couche 8/9.

La formation de Dîlja — Uricani a fourni environ 50 taxons, dont 12 nous les avons mis en évidence pour la première fois dans cette région.

De la formation de Dîlja — Uricani autant que de la formation de Lonea nous avons décrit une série de logs qui peuvent être considérés comme des coupes type pour l'hypostratotype de l'Egérien de ces unités stratigraphiques.

BIBLIOGRAFIE

Blanckenhorn M. (1900), *Das Alter der Schylthalschichten in Siebenbürgen und die Grenze zwischen Oligocän und Miocän*, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., **LII**, Berlin

Givulescu R. (1973), *Ein Beitrag zur Kenntnis der Fossilen Flora des Schiltals*. Mém., **XIX**.

Hofmann K. (1870), *A Zsily-völgyi széntekn*ö, A Magyarhoni földtani társulat Munkálatai, V. kötet, Budapest.

Mateescu I. (1956), *Studiul petrografic al cărbunilor din bazinul văii Jiului, cu privire specială asupra cărbunilor din regiunea Uricani — Cimpul lui Neag*, An. Com. Geol., **XXIX**.

Moisescu V. (1972), *Mollusques et echinides stampiens et égériens de la région de Cluj — Huedin — Românași (Nord-ouest de la Transylvanie)*, Mém., **XVI**.

Moisescu V., Chivu Maria, Dragu Valentina, Mărgărit Eugenia (1979), *Studiul faunei de moluște egeriene din Bazinul Petroșani*, Mem., **XXIX**.

Pax F. (1907), *Uber Tertiärpflanzen aus Siebenbürgen*, Jahr. d. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur, **XLV**, Berlin .

— (1908), *Die Tertiärflora des Zsiltales (Unter Mitwirkung von Dr. A. Lingelsheim)*, Botanische Jahrbücher, **XL**, *93*, Leipzig.

Pop E. (1963), *Geologische Forschungen im Becken von Petroșani*, Freiberger Forschungshefte, Heft C, **163**, Berlin.

— (1971), *Condițiile de sedimentare ale depozitelor din Bazinul Petroșani (jud. Hunedoara)*, Lucr. șt. Inst. de mine Petroșani, Geologie, **VIII**, *5*.

Răileanu Gr. (1955 *a*), *Cercetări geologice în regiunea Cîmpu lui Neag — Uricani și considerațiuni generale asupra Bazinului Petroșani*, D.S. șed. Com. Geol., **XXXIX**.

— (1955 *b*), *Burdigalianul de pe pîrîul Sălătruc și considerațiuni generale asupra Bazinului Petroșani*, Rev. Univ. „C.I. Parhon" și a Politeh. Buc., ser. șt. nat., *6—7*.

Răileanu Gr., Patrulius D., Mărgărit E., Chivu M., Dragu V. (1960), *Corelarea molaselor cu antracoterii mari din Transilania și Bazinul Petroșani*, St. cer. geol., **V**,*2*.

Stan N., Stănoiu I., Năstăseanu S., Moisescu V., Seghedi Antoneta (1977), *Harta geologică a Republicii Socialiste România*, scara 1 : 50 000, foaia 124, Cîmpul lui Neag, București.

Staub M. (1887), *Die aquitanische Flora des Zsilthales im Comitate Hunyad*, Mitt a. d. Jahrb. d.k. ung. geol. Anst., **VII**, Budapest.

Voicu Gh. (1954), *Cercetări geologice și micropaleontologice în bazinele Bahna și Petroșani.*, D.S. șed. Com. Geol., **XXXVIII** (1950—1951).

Voitești P. I. (1932), *Le bassin de Petroșani dans le cadre géologique des dépressions carpathiques internes*, Bul. Soc. rom. geol., **I**.

Primit în redacție la 8 martie 1979

Institutul de geologie și geofizică, București

ASUPRA EXISTENȚEI LA SUD DE RÎUL OZANA A UNEI LINII TECTONICE IMPORTANTE ȘI POSIBILA EI URMĂRIRE SPRE NORD*

DE

I. MOROȘANU, E. MATEICIUC

Lucrarea de față prezintă numai din punct de vedere structural rezultatele cercetărilor noastre întreprinse în 1980 [1,2]. Cercetările s-au plasat în unitatea medio-marginală, la est de aliniamentul ferestrei Bran — Dumesnic și între rîul Ozana la nord și pîrîul Cracăul Alb la sud. Aceste cercetări continuă preocupările privind cunoașterea structurii flișului extern, pe linia descoperirii de noi structuri favorabile acumulării de hidrocarburi.

Menționi asupra geologiei zonei apar încă de la sfîrșitul veacului trecut (Paul, 1882; Ștefănescu, 1885). După 1900, numeroși cercetători întreprind studii asupra acestei zone sau pe zone mai largi (care o cuprind), aducînd noi date: Athanasiu (1911), Mrazec și Voitești (1912, 1914), Atanasiu (1938, 1943), Băncilă (1944), Grigoraș (1947), Joja (1952, 1955, 1959), Olteanu (1958), Turtureanu și Lebenzon (1958), Ionesi (1971), Grasu (1978), Morușanu și Mateiciuc (1980), Roșu și German (1980).

Numeroasele studii anterioare care au cuprins și zona cercetată de noi au pus în evidență existența aici a două unități majore cu raporturi de încălecare, denumite diferit, însă cu poziții aproape identice la toți autorii. Vom denumi aceste unități după schema lui Băncilă (1958): unitatea externă și unitatea medio-marginală.

A. UNITATEA EXTERNĂ

Unitatea externă este cunoscută în regiunea studiată din fereastra Bran — Dumesnic și în mică măsură din solzul frontal al flișului extern, de la est de confluența pîrîului Secu cu rîul Ozana. În cadrul ferestrei menționate, evidențiată pentru prima dată în 1938 de către Atanasiu, apariția formațiunilor unității externe se grefează pe o îngrămădire „a rebours" a cutelor, îngrămădire ce a generat o ridicare în unitatea medio-marginală.

Elementul dominant al acestei ferestre îl constituie anticlinalul Bran — Dumesnic — Cracău. Nu vom insista mai mult asupra acestei unități, ea nefăcînd obiectul lucrării de față.

---

* Lucrare prezentată la sesiunea științifică a Întreprinderii de prospecțiuni geologice și geofizice (I.P.G.G.) la 16 dec. 1981.

[1] Morușanu I. și Mateiciuc E. (1980), *Raport geologic asupra cercetărilor din regiunea mînăstirea Secu — Dolhești*, Arh. I.P.G.G., București.

[2] Roșu V., German M. (1980), *Raport geologic asupra cercetărilor din regiunea Crăcăoani — Agapia*, Arh. I.P.G.G., București.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 28, P. 65—72, BUCUREȘTI, 1983

B. UNITATEA MEDIO-MARGINALĂ

În cadrul unității medio-marginale, pe baza lucrărilor de cartare și a datelor de foraj, am pus în evidență o linie tectonică majoră, cu alt traseu și altă poziție decît „linia intermediară" (Băncilă, 1958). Această linie separă două subunități în raporturi evidente de încălecare : la vest

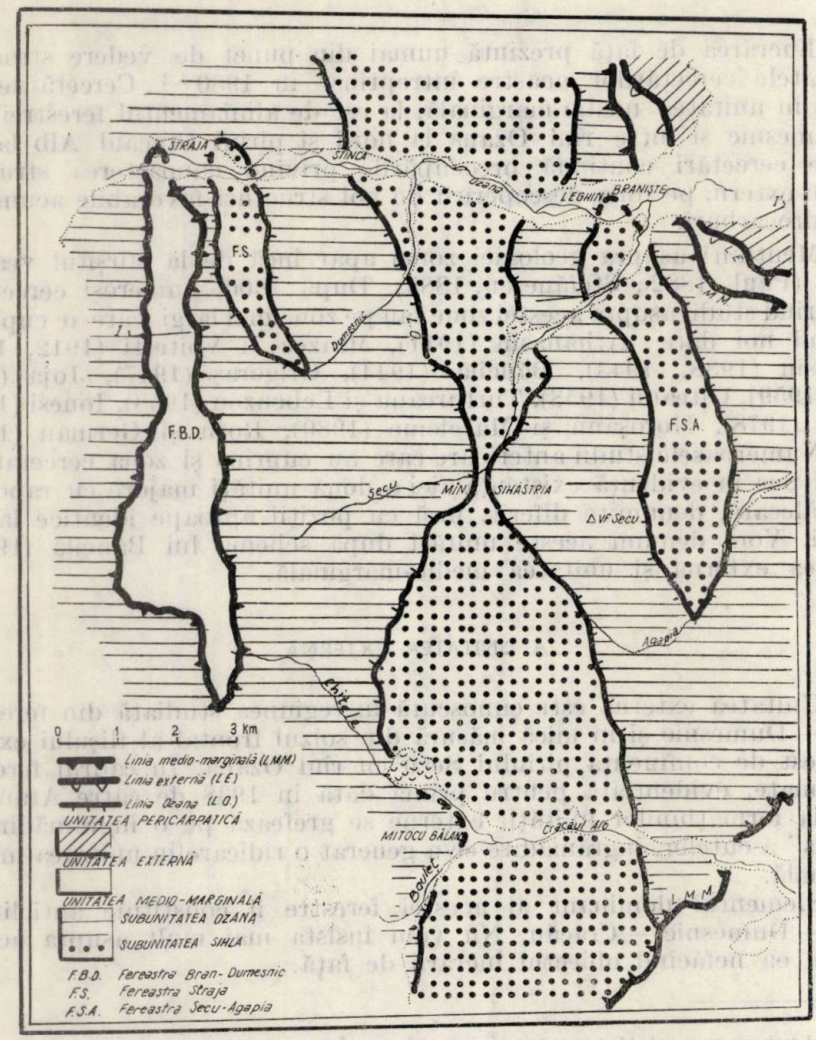


Fig. 1. — Schița tectonică a zonei Ozana — Cracăul Alb.

subunitatea superioară (sau de Ozana) și la est subunitatea inferioară (sau de Sihla). În zona mînăstirii Sihastria, subunitatea superioară este scindată, spre est rămînînd un mare petic de acoperire, separat pentru prima dată acum (fig. 1).

Traseul acestei linii tectonice, care în zona cercetată se plasează între localitatea Stînca la nord și Mitocul Bălan la sud, prezintă un caracter sinuos, tăind oblic sau transversal diferite cute și falii din cadrul formațiunilor subunităților inferioare. Acest traseu marchează cîteva avansări și retrageri importante, avansarea cea mai pregnantă fiind plasată în dreptul mînăstirii Sihastria.

În cadrul subunității superioare (de Ozana) au fost evidențiate două ferestre de eroziune, una la vest (fereastra Straja) și alta la est, (fereastra Secu — Agapia) ce se plasează în cadrul peticului de acoperire menționat mai sus.

Fereastra Straja se situează la est de fereastra Bran — Dumesnic, între rîul Ozana la nord și pîrîul Dumesnic la sud și este alcătuită din formațiuni eocene și oligocene ale subunității inferioare bordate de formațiuni senonian-paleocene și parțial eocene ce aparțin subunității superioare.

Această fereastră a luat naștere prin erodarea formațiunilor subunității superioare (de Ozana), într-o zonă de îngrămădire în cute „à rebours" a formațiunilor subunității de Sihla, această îngrămădire fiind grefată pe o ridicare din subsolul acestei subunități.

Caracterul „à rebours" al acestor cute din subunitatea de Sihla a fost evidențiat și la zi, iar îngrămădirea lor într-o zonă depresionară a fost confirmată de sonde.

Fereastra Secu — Agapia se plasează între rîul Ozana la nord și mînăstirea Agapia la sud. În cadrul acestei ferestre apar formațiuni eocen-oligocene ale subunității de Sihla, de sub formațiunile pleocen-eocene ale subunității de Ozana.

Formațiunile ferestrei le regăsim la zi pe malul stîng al rîului Ozana la Leghin, unde, de sub formațiuni paleocene, ies formațiuni eocene și oligocene ce umplu sinclinalul Bîrca — Leghin — Ciungi, sinclinal ce se regăsește și în cadrul ferestrei.

Cele două ferestre au mai fost semnalate și anterior, dar fără a fi comentate și explicate în text. Astfel, fereastra Straja este figurată și pe schița de hartă ce însoțește lucrarea din 1978 a lui Grasu, fără nici o denumire și fiind de același grad cu fereastra Bran — Dumesnic, avînd depozite aparținînd unității externe. Se observă aici că autorul nu a ținut cont de existența deosebirilor de facies dintre formațiunile ce apar în cele două ferestre : în Bran — Dumesnic apărînd formațiuni în facies extern cu strate de Bisericani în eocen, iar în fereastra Straja formațiuni în facies medio-marginal cu strate de Plopu în eocen.

Fereastra Secu — Agapia este figurată și de Olteanu (1958), dar cu o extindere ceva mai mare la nord de Ozana și în aceeași situație ca și fereastra Straja, adică formațiunile aparținînd unității externe (pînză marginală — internă în nomenclatura lui Olteanu). Noi considerăm însă că formațiunile ei sînt în facies medio-marginal, cu strate de Plopu în eocen și că aparțin subunității inferioare (de Sihla).

Existența peticului de acoperire de la est de mînăstirea Sihastria și a două ferestre de eroziune (Straja și Secu — Agapia), precum și datele obținute din forajele executate în zonă (date reinterpretate de noi) probează că în zona cercetată există o încălecare importantă între două subunități : Ozana (superioară) și Sihla (inferioară) (fig. 2).

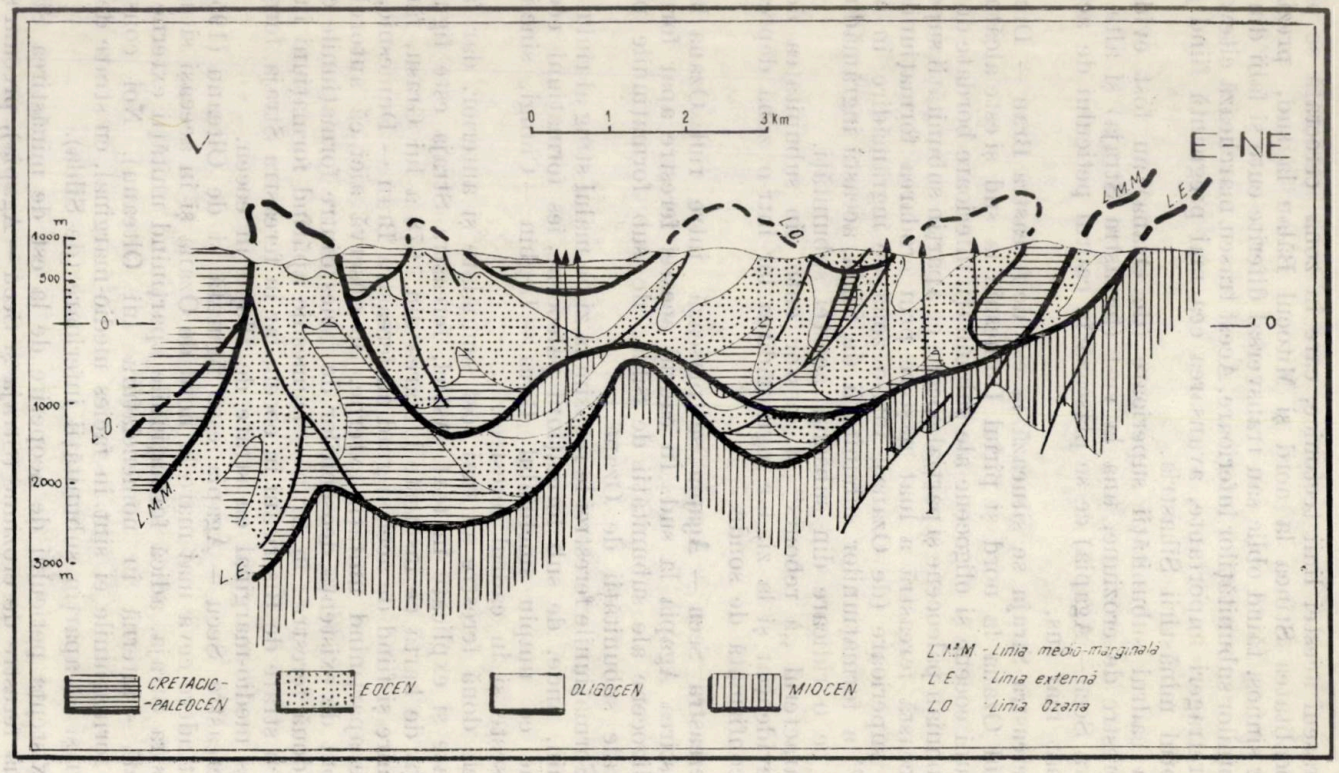


Fig. 2. — Secţiunea geologică I — I'

Din punctul de vedere al amplitudinii șariajului, atît cît se poate observa, acesta este de 12 km, începînd de la fereastra Bran —Dumesnic spre est pînă la fruntea unității medio-marginale, dar este posibil ca șariajul să fie prezent și la vest de fereastra Bran — Dumesnic, undeva în adîncime, fără a putea fi detectat. În sprijinul acestei ipoteze este și faptul

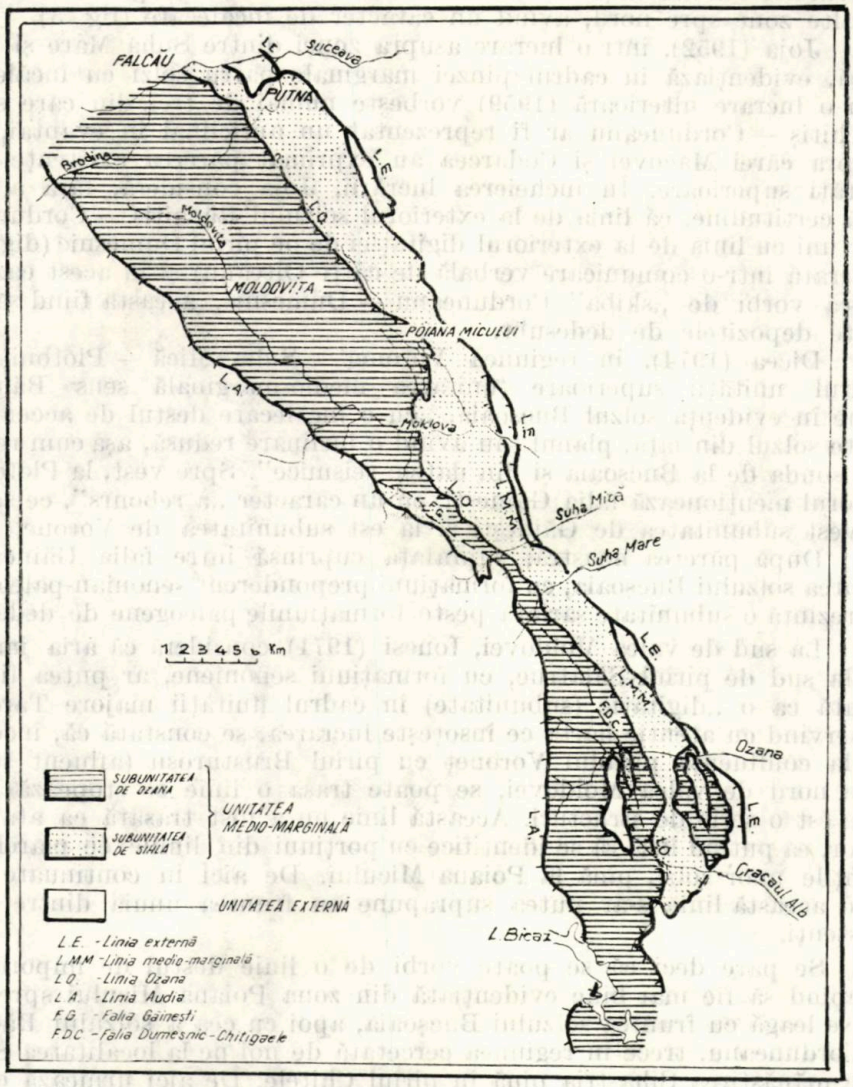


Fig. 3. — Poziția liniei Ozana în cadrul unității medio-marginale de la nord de riul Ozana.

că sondele săpate imediat la vest de fereastra Bran — Dumesnic au străbătut formațiunile paleocen-cretacice (stratele de Hangu) pe grosimi foarte mari (peste 2000 m), față de grosimile ce le au acestea imediat

la est de fereastră (600 m). Acest lucru s-ar putea explica nu numai prin poziția verticală a stratelor, dar și prin dublarea grosimii datorită suprapunerii celor două subunități.

Nu este exclus ca linia pe care am trasat-o în cadrul unității medio-marginale, separînd două subunități, să fie de importanță mai mare. Facem această afirmație deoarece considerăm că ea se poate urmări și în alte zone spre nord, avînd un caracter de încălecare (fig. 3).

Joja (1952), într-o lucrare asupra zonei dintre Suha Mare și Suha Mică, evidențiază în cadrul pînzei marginale patru solzi cu încălecare. Într-o lucrare ulterioară (1959) vorbește numai de trei, din care solzul Răchitiș — Corduneanu ar fi reprezentat un anticlinal în evantai, idee asupra căreia Macovei și Codarcea au exprimat părerea existenței unei unități superioare. În încheierea lucrării, Joja consideră, fără a avea însă certitudine, că linia de la exteriorul solzului Răchitiș — Corduneanu s-ar uni cu linia de la exteriorul digitației de pe pîrîul Dumesnic (digitație sugerată într-o comunicare verbală de către Olteanu) și în acest caz s-ar putea vorbi de „skiba" Corduneanu — Dumesnic, aceasta fiind șariată peste depozitele de dedesubt.

Dicea (1974), în regiunea Voroneț — Suha Mică — Plotonița, în cadrul unității superioare (unitatea medio-marginală sens Băncilă), pune în evidență solzul Bucșoaia, „cu o încălecare destul de accentuată peste solzul din față, planul său avînd o înclinare redusă, așa cum rezultă din sonda de la Bucșoaia și din datele seismice". Spre vest, la Plotonița, autorul menționează falia Găinești, cu un caracter „à rebours", ce separă la vest subunitatea de Găinești și la est subunitatea de Voroneț.

După părerea noastră, suprafața cuprinsă între falia Găinești și fruntea solzului Bucșoaia, cu formațiuni preponderent senonian-paleocene, reprezintă o subunitate șariată peste formațiunile paleogene de dedesubt.

La sud de valea Moldovei, Ionesi (1971) consideră că aria imediat de la sud de pîrîul Sălătruc, cu formațiuni senoniene, ar putea fi conturată ca o „digitație (subunitate) în cadrul unității majore Tarcău". Observînd cu atenție harta ce însoțește lucrarea, se constată că, începînd de la confluența pîrîului Voroneț cu pîrîul Brusturosu (afluent sting), spre nord de valea Moldovei, se poate trasa o linie ce stopează brusc spre est o serie de structuri. Această linie nu a fost trasată ca atare de autor, ea putînd însă să se identifice cu porțiuni din liniile ce marchează frunțile unor solzi, pînă la Poiana Micului. De aici în continuare spre nord această linie s-ar putea suprapune cu fruntea unuia dintre solzii existenți.

Se pare deci că se poate vorbi de o linie destul de importantă, începînd să fie mai bine evidențiată din zona Poiana Micului spre sud. Ea se leagă cu fruntea solzului Bucșoaia, apoi cu cea a solzului Răchitiș — Corduneanu, trece în regiunea cercetată de noi pe la localitatea Stînca spre mănăstirea Sihastria pînă în pîrîul Chitele. De aici urmează cursul acestuia pînă la confluența cu pîrîul Bouleț, de unde îl urmărește pe acesta și se oprește în fruntea unității medio-marginale. Propunem pentru această linie denumirea generală de linia „Ozana".

În cadrul subunității de Ozana (superioară) am pus în evidență falia Dumesnic — Chițigaele, pe traseul căreia se plasează și fereastra Straja, falie cu caracter „à rebours". La nord de pîrîul Ozana, după

lucrările anterioare, această falie se continuă cu același caracter, observîndu-se clar continuitatea ei la nord de pîrîul Suha Mică prin falia „à rebours" Găinești.

Am făcut această precizare, deoarece considerăm că în zona Găinești se evidențiază încă o fereastră de eroziune, cu același caracter și pe același traseu cu fereastra Straja și care are flancul estic reprezentat de falia Găinești, flancul vestic fiind mascat de șariajul unității de Audia.

În concluzie, considerăm ca la nord de Cracăul Alb, în cadrul unității medio-marginale, există o linie tectonică majoră — linia Ozana, ce separă spre est o subunitate inferioară — de Sihla — și la vest o subunitate superioară — de Ozana. În cadrul subunității de Ozana există două ferestre : una la est (Secu — Agapia) și alta la vest (Straja), ultima posibil să aibă spre nord drept corespondent fereastra pe care o denumim Găinești. Între pîrîul Cracăul Alb și pîrîul Ozana subunitatea de Ozana lasă spre est un mare petic de acoperire separat acum pentru prima dată.

SUR L'EXISTENCE AU SUD DE L'OZANA D'UNE LIGNE TECTONIQUE IMPORTANTE ET LA POSSIBILITÉ DE LA SUIVRE VERS LE NORD

RÉSUMÉ

Les auterus démontrent l'existence d'une ligne tectonique majeure, entre la rivière Ozana au nord et le ruisseau Cracăul Alb au sud, denommée la ligne Ozana.

Leurs investigations ont mis en évidence pour la première fois un grand lambeau de recouvrement à l'est du monastère de Sihăstria et ont précisé ainsi l'appartenance au point de vue lithofacial de ces deux fenêtres Straja et Secu—Agapia, à la sous-unité Sihla.

Au nord de la zone investiguée, les auteurs considèrent que la ligne Ozana peut être tirée précisément à peu près jusqu'aux environs de la localité Poiana Micului.

Toujours au nord de la zone investiguée on considère que dans la région Găinești existe encore une fenêtre d'érosion, la fenêtre Găinești.

A l'ouest de l'alignement Bran—Dumesnic, les auteurs considèrent l'existence de ces sous-unités difficiles à délimiter à cause de la monotonie lithofaciale.

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ

Agheorghiesei V., Băncilă I., Rosa A. (1967), *Contribuții la stratigrafia paleogenului din flișul carpatic*, D.S. Com. Geol., **LIII**, *1*.

Atanasiu I. (1938), *Contributions à la stratigraphie et la tectonique du flysch marginal moldave*. Anal. Sci. Univ. Iassy, **XXV**, fasc. *1*, Iași.

— (1943), *Les faciès du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpates Moldaves*, An. Inst. Geol., **XXII**.

Băncilă I. (1958), *Geologia Carpaților Orientali*, Editura tehnică, București.

Băncilă I., Hristescu E. (1963), *Linia externă și linia pericarpatică dintre valea Sucevei și valea Trotușului (Carpații Orientali)*, Asoc. geol. carp.-balc., Congr. V, Tectonica, București.

Dicea O. (1974), *Studiul geologic al regiunii Voroneț-Suha Mică-Plotonița*, teză de doctorat St. tehn. econ., I, București.

Grasu C. (1978), *Asupra extinderii semiferestrei Rișca și a legăturii sale structurale cu semifereastra Bistriței*, An. Muz. Șt. nat. Piatra Neamț, Seria geol. geogr, **IV**.

Ionesi L. (1971), *Flișul paleogen din bazinul văii Moldovei*, Ed. Academiei, București.

Ionesi L., Grasu C. (1976), *Prezența unității Vrancea între Suha Mare și Nemțișor, (Carpații Orientali)*, An. Muz. de șt. nat. Piatra Neamț, Seria geol., geogr., **III**.

Joja T. (1952), *Structura geologică a flișului marginal din regiunea valea Suha Mică și Suha Mare*, D. S. Inst. geol., **XXXVI**.

— (1955), *Structura geologică a flișului dintre Cracăul Alb și Negru*, D. S. Inst. geol., **XXXIX**.

— (1959), *Cercetări geologice în flișul extern dintre valea Cracăului și valea Horaița*, D. S. șed. Com. Geol., **XLII**.

Joja T., Mirăuță Elena, Alexandrescu Gr. (1968), *Nota explicativă la Harta geologică a Republicii Socialiste România 1 : 200 000, foaia Piatra Neamț*, Inst geol., București.

Olteanu Fl. (1958), *Depresiunea Subcarpatică între văile Ozanei (p. Neamțului) și Buzăului*, An. Com. Geol., **XXXI**.

Primit în redacție la 10 martie 1982 *Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice (I.P.G.G.)*

DATE NOI CU PRIVIRE LA GEOLOGIA REGIUNII DE LA SUD DE LIPOVA, JUDEȚUL ARAD

DE

GHEORGHE MĂRGĂRIT, MARIA MĂRGĂRIT

Regiunea din împrejurimile localității Lipova a făcut obiectul mai multor studii geologice în vederea identificării de noi substanțe minerale utile.

Cercetările pe care le-am efectuat (Mărgărit, Mărgărit)[1] au adus unele precizări în legătură cu posibilitățile de valorificare a unor acumulări de magnetit, precum și cîteva date noi de ordin geologic care formează, dealtfel, obiectul prezentei note.

ISTORICUL CERCETĂRILOR

În evoluția cunoașterii geologice a regiunii din împrejurimile localității Lipova se pot distinge două etape. O primă etapă a fost marcată de cercetările efectuate de geologi străini, printre care amintim pe Schlöembach (1877), Loczy (1885—1912), Pethö (1884), care în lucrările lor se referă la depozitele jurasice, cretacice și neogene din zona de la est de Lipova. A doua etapă a început după anul 1945, odată cu intensificarea lucrărilor geologice pentru punerea în evidență a noi zăcăminte de materii prime minerale; din această perioadă menționăm cercetările geologice efectuate de Pop[2], Manea[3], Niță și Huică[4], Huică și colab.[5] (1970), Georgescu și Năstase[6], Popescu și Munthiu[7], Antonescu și colab. (1970), în scopul cunoașterii depozitelor neogene din partea de est a Depresiunii Pannonice și a potențialului economic al acestei regiuni.

[1] Mărgărit Gheorghe, Mărgărit Maria (1975), *Prospecțiuni și studii geologice pentru magnetit în depozitele pannoniene din estul Depresiunii Pannonice, perimetrul Lipova — Ususău — Buzad — Cuvejdia, județele Arad și Timiș*, Arh. I.P.G.G.

[2] Pop Emil (1953), *Neogenul din partea de sud-vest a podișului Lipovei*, Arh. I.P.G.G.

[3] Manea Alexandru (1963), *Studiul mineralelor grele din perimetrul Lipova — Remetea Mică — Comeat*, Arh. I.P.G.G.

— *Studiul mineralelor grele din formațiunile neogene ale culoarului Mureșului pînă în valea Timișului (între Lipova — Dobra — Căpilnaș — Făget — Gearmata — Topolovățul Mare)*, Arh. I.P.G.G.

[4] Niță Pion Petre, Huică Ilie (1964), *Prospecțiuni geologice pentru fier în depozitele pannoniene din Banatul de nord*, Arh. I.P.G.G.

[5] Huică Ilie, Stillă Alexandru, Marele Stan, Olteanu Radu, Bulgăreanu Valentin, Orășanu Teodor (1968), *Prospecțiuni pentru lignit în zonele Lăpugiu — Dobra — Căpilnaș — Făget — Lipova — Gearmata — Topolovățul Mare*, Arh. I.P.G.G.

[6] Georgescu Bujor, Năstase Mihai (1965), *Cercetări privind valorificarea minereului de fier și titan de la Buzad*, Arh. I.P.G.G.

[7] Popescu Mihai, Munthiu Dumitru (1965), *Raport geologic asupra lucrărilor de prospecțiuni cu foraje și lucrări miniere executate pentru cercetarea mineralizațiilor de fier de la Bata—Bruznic — Buzad — Bogda — Toc, raion Lipova*, Arh. I.P.G.G.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 28, P. 73—78, BUCUREȘTI, 1983

O deosebită importanţă prezintă lucrarea de sinteză elaborată de Ianovici şi colab. (1976), care conţine referiri şi asupra regiunii Lipova.

De asemenea, regiunea a mai fost cercetată prin lucrări geofizice (magnetometrice) de către Cristescu[8].

STRATIGRAFIA REGIUNII

La alcătuirea geologică a regiunii iau parte formaţiuni metamorfice, magmatice şi sedimentare. Datele noi obţinute privesc formaţiunile metamorfice şi mai ales cele sedimentare.

Formaţiunile metamorfice au o dezvoltare areală redusă şi se întîlnesc în partea de nord a perimetrului, pe afluentul stîng al rîului Mureş, situat la est de Lipova.

În lucrările anterioare, cu excepţia celei semnată de Antonescu şi colab. (1970), acestor formaţiuni li s-a dat o extindere mult mai mare (situaţie consemnată şi pe *Harta geologică a R. S. România*, la scara 1 : 200.000), fapt ce nu corespunde realităţii din teren.

Din punct de vedere petrografic, acestea constau din şisturi sericito-cloritoase, cuarţite şi şisturi sericitoase cu granaţi, aparţinînd seriei de Păiuşeni, dispuse în această succesiune pe versantul stîng al pîrîului menţionat.

Rocile sedimentare au o dezvoltare mai mare şi au fost atribuite cretacicului, neogenului şi cuaternarului. Dintre acestea se va insista asupra cretacicului, pentru care prezentăm şi harta geologică (planşa 1), alcătuită în lumina noilor date.

CRETACICUL

Lipsa unor argumente paleontologice suficient de concludente a condus la atribuirea depozitelor situate între localităţile Ususău şi Sistarovăţ barremianului (Manea, 1963, *op. cit.*, pct. 3), sau albian-turonianului (Antonescu şi colab., 1970) şi a celor de la sud-est de Lipova, senonianului. În acest ultim caz, vîrsta senoniană a fost acordată pe baza asociaţiilor micropaleontologice şi a asemănării litologice cu depozite similare existente în zonă, la nord de Mureş.

În urma cercetărilor efectuate se desprinde concluzia că o parte din depozitele cretacice de la est de Lipova au o vîrstă mai veche decît cea senoniană, respectiv albiană, iar restul sînt senoniene, aducînd cu această ocazie argumente suplimentare, de ordin macropaleontologic, care confirmă vîrsta respectivă, atestată de asociaţiile micropaleontologice.

ALBIANUL

Pe al doilea afluent stîng al Mureşului, de la sud-est de Lipova, se întîlneşte o alternanţă de marne nisipoase, fine, fin micafere, de

[8] Cristescu Traian (1963), *Raport asupra prospecţiunilor magnetice din regiunea Lipova*, Arh. I.P.G.G.

culoare cenușiu-gălbuie, cu spărtură neregulată sau concoidală și de gresii calcaroase cenușiu-vineții, stratificate centimetric, cu mecanoglife. Gradul avansat de acoperire a terenului nu a permis sesizarea naturii relațiilor cu formațiunile sub- și supraiacente. Depozitele amintite au înclinări de 30—40° spre sud-est și fac notă discordantă față de poziția celorlalte formațiuni cretacice de la nord-est.

Asociația microfaunistică determinată din intercalațiile marnoase este constituită din : *Glomospira irregularis* (Grzyb.), *G. gordialis* (Jones et Parker), *Rhizammina indivisa* Brady, *Plectorecurvoides irregularis* (Geroch), *Haplophragmoides concavus* (Chapman) Kirki—Wiekanden, *H. gigas minor* Nauss, *Recurvoides* cf. *contortus* Earland. *Anomalina berthelini* Ten Dam, *Psamosphaera laevigata* White, *Bathysiphon brosgei* Tappan, *B.* sp., *Thalmannina neocomiensis* Geroch, *Gaudryina oblonga* Zasp, *Rhotina silezica* Hanz, *Harmosina ovulul* (Grzyb.), *Trochammina neocomiensis* Mjat., *Dendophrya excelsa* Grzyb., *Psamosphaera parva* Crespin, *Recurvoides imperfectus* Hang., *Saccammina lathrami* Tappan, *Coscinodiscus* sp., asociație care conferă depozitelor respective vîrsta albian medie și superioară (determinările au fost efectuate de Viorica Cosma, Zorela Munteanu și Marioara Peneș).

TURONIAN-SENONIANUL

Această formațiune se dezvoltă la sud de Mureș și a fost pusă în evidență de Antonescu și colab. (1970), sub forma unei fîșii continui, începînd de la sud-est de localitatea Lipova, pînă la sud-est de dealul Lipovei. Extinderea depozitelor este mai redusă și este vorba de două apariții distincte, situate la est de Lipova și, respectiv, la sud-est de dealul Lipovei. În primul caz, pe primul afluent stîng al Mureșului, de la est de Lipova, peste șisturile cristaline ale seriei de Păiușeni, ca în versantul drept al văii, sau fără să se observe relațiile cu acestea, ca în versantul stîng și la obîrșie, se dispune un pachet de gresii cuarțitice gălbui-albicioase, în general grosiere, stratificate decimetric, peste care urmează tot gresii cuarțitice grosiere, cu trecere spre microconglomerate, dar de culoare gălbui-ruginie și nestratificate ; depozitele au înclinări de 5—7° spre sud, iar direcția lor formează un unghi de aproximativ 30° cu cea a depozitelor albiene care aflorează pe valea de la sud.

Depozitele de pe versantul drept și cele de la obîrșia văii amintite conțin o asociație faunistică alcătuită din : *Diploctenium* sp., *Leda* sp., *Nucula* sp. ex gr. *subrecurva* Phill., *Lucina* sp., *Cyprina* sp., ex gr. Bassae Coll., *Crassatella macrodonta* Sow., *Isocardia* sp., *Astarte acuta* Reuss, *Neithea (Neitheops) quadricostata* Sow., *Pecten virgatus* Nils., *Lima* sp. aff. *Pichleri* Zitt., *Lima* aff. *aspera* Mantell, *Lima* sp., *Arca (Barbatia)* Giullantoni Coll., *Donax* sp., *Exogira* sp., *Mitra cancellata* Sow., *Cerithium* sp., *Trochus* sp., *Echinid* ex gr. *Proraster (Schizaster) atavus* (Arnaud), asociație care conferă depozitelor vîrsta turoniană.

Cele de pe versantul stîng conțin o asociație deosebită de prima și este alcătuită din : *Inoceramus balticus* Böhm, *I.* sp., ex gr. *balticus* Böhm, *Endocostea sp.*, *Neithea (Neitheops) quadricostata* Sow., *Limopsis*

calvus Sow., *Crassatella* sp. aff. *C. arcacea* Roem., *C. macrodonta* var. *sulcifera* Zitt., *Arca* sp., *Pecten laevis* Nilss., *Exogyra matheroniana* var. *auricularis* Lam., *Pleurotomaria* sp., *Fasciolaria elongata* Sow., *Turritella* sp., *Lopha* sp., *Micraster* cf. *coranquinum* Klein, *Hemiaster* sp., *Gibbaster* aff. *G. fastigatus* Gauthier, *Cyclolites* sp., *Trochosmilia cernus* Edwards et Haime, *Synastraea granifera* E. de From, *Dendrogyra dumortieri* E. de From, *Diploctenium subcirculare* Mich., *D. matheroni* Mich., *D.* cf. *pavonium* Reuss, care atestă vîrsta santonian-campaniană (determinările au fost efectuate de Simona Georgescu și Antoaneta Clemens).

Avînd în vedere cele menționate, faptul că fauna nu a fost recoltată de pe un profil continuu și că regiunea Lipova trebuie privită într-un context geologic mai larg, considerăm totuși că succesiunea depozitelor cretacic superioare este neîntreruptă în intervalul turonian-maestrichtian, neadmițînd o lacună de sedimentare la nivelul coniacianului.

Tot de această vîrstă au fost considerate de către Antonescu și colab. (1970) și depozitele de la sud-est de dealul Lipovei, care se întîlnesc pe doi afluenți de pe partea stîngă a Mureșului, transgresiv peste granodiorite. Aici, în afară de tipurile litologice descrise anterior, mai apar tufuri și tufite albicioase-gălbui, sub forma unor intercalații de ordinul centimetrilor, și șisturi argilos-grezoase, fine, micafere, cu spărtură aşchioasă, de culoare violaceu-roșcată, ce par a avea o dezvoltare lentiliformă. Vîrsta acestora a fost atribuită pe bază de microfaună și prin asemănarea cu cele de la Conop, de la nord de Mureș.

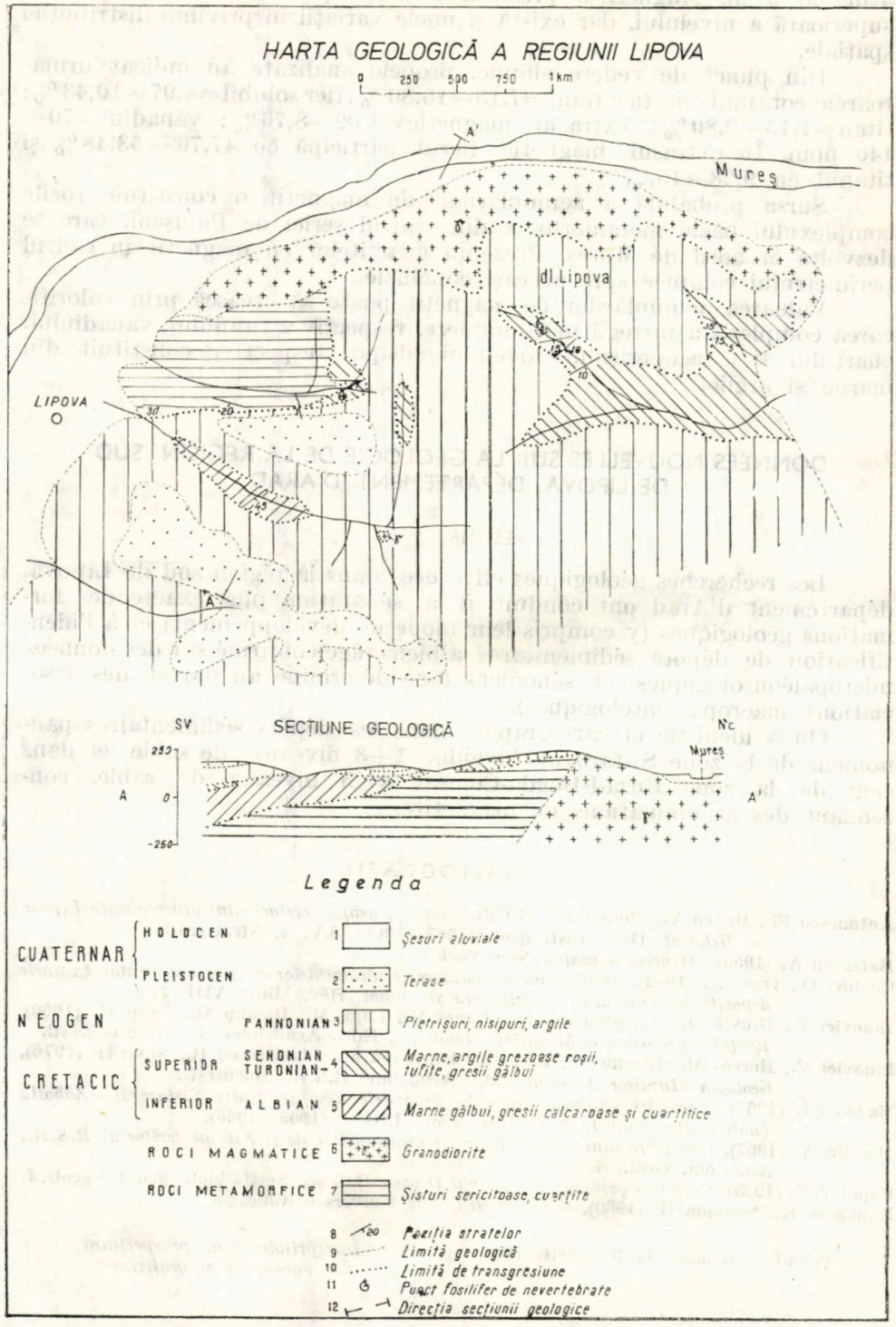
PANNONIANUL

În sectorul Lipova — Șistarovăț, pannonianul este în general nisipos-grezos. Din împrejurimile localității Șistarovăț spre sud-vest se remarcă o afundare a bazinului de sedimentare, fiind prezente și intercalații de marno-argile cenușiu-vineții sau gălbui, astfel încît se observă mai multe nivele de nisipuri și gresii care alternează cu nivele marnos-argiloase. În zona Șistarovăț—Cuvejdia s-au separat 1—3 nivele de nisipuri, iar în zona Buzad — Bogda — Comeat a fost posibilă separarea a 4—5 nivele, de acestea fiind legată prezența unor acumulări de magnetit.

Distribuția granulelor de magnetit în masa rocii este diferită de la un nivel la altul și de la un punct la altul, pe distanțe mici, în cadrul aceluiași nivel.

Din observațiile de teren rezultă că se întîlnesc trei tipuri de stratificație. Prima și cea mai des întîlnită este aceea cînd granulele de magnetit sînt uniform distribuite în masa nisipurilor și gresiilor, frecvența lor în comparație cu granulele de cuarț atingînd raportul de 1 : 1. A doua formă constă în concentrarea granulelor de magnetit în anumite benzi care alternează cu alte benzi de nisipuri complet sau aproape complet sterile; grosimea și frecvența benzilor de nisipuri cu magnetit este, de asemenea, variabilă. A treia formă și cea mai rar întîlnită constă în distribuția granulelor de magnetit de-a lungul laminelor structurilor oblice.

Magnetitul este asociat tuturor nivelelor psamopsefitice din regiune, dar de acumulări de magnetit se poate vorbi numai în cazul nivelului inferior din bazinul văii Buzad, unde și grosimile sînt mai mari,


HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII LIPOVA
0 250 500 750 1 km
A'
Mureș
dl. Lipova
LIPOVA
30
20
15
10
A
SV
SECȚIUNE GEOLOGICĂ
NE
250
0
-250
A
A'
Mureș
Legenda
CUATERNAR
HOLOCEN
PLEISTOCEN
1 Șesuri aluviale
2 Terase
NEOGEN
PANNONIAN 3 Pietrișuri, nisipuri, argile
CRETACIC
SUPERIOR
SENONIAN TURONIAN- 4 Marne, argile grezoase roșii, tufite, gresii gălbui
INFERIOR
ALBIAN 5 Marne gălbui, gresii calcaroase și cuarțitice
ROCI MAGMATICE 6 Granodiorite
ROCI METAMORFICE 7 Șisturi sericitoase, cuarțite
8 20 Poziția stratelor
9 Limită geologică
10 Limită de transgresiune
11 Punct fosilifer de nevertebrate
12 Direcția secțiunii geologice

Planșa I

atingînd 3 m. Magnetitul prezintă concentrații mai mari către partea superioară a nivelului, dar există și unele variații în privința distribuției spațiale.

Din punct de vedere chimic, probele analizate au indicat următoarele conținuturi: fier total=7,15—16,80%; fier solubil=4,97—10,43%; titan=1,15—2,80%; extrasul magnetic=1,02—8,76%; vanadiul=70—140 ppm. În extrasul magnetic fierul participă cu 47,76—53,48% și titanul cu 9,28—15,27%.

Sursa probabilă a acumulărilor de magnetit o constituie rocile complexului bazic metamorfozat din cadrul seriei de Păiușeni, care se dezvoltă la nord de Mureș. Prezența cuarțitelor cu magnetit în cadrul perimetrului conduce spre aceeași concluzie.

Valoarea acumulărilor de magnetit poate să crească prin valorificarea complexă a întregii mase miniere, respectiv a titanului, vanadiului, cuarțului și a acoperișului nivelului nisipos respectiv, constituit din marne și argile.

DONNÉES NOUVELLES SUR LA GÉOLOGIE DE LA RÉGION SUD DE LIPOVA, DÉPARTEMENT D'ARAD

RÉSUMÉ

Les recherches géologiques effectuées dans la région sud de Lipova, département d'Arad ont conduit à la séparation plus exacte des formations géologiques (y compris leur mode de développement) et à l'identification de dépôts sédimentaires albiens (âge confirmé sur des données micropaléontologiques) et sénoniens (âge déterminé au moyen des associations macropaléontologiques).

On a identifié et cartographié dans les dépôts sédimentaires pannoniens de la zone Sistarovăț-Cuvejdia 1—3 niveaux de sable et dans ceux de la zone Buzad-Bogda-Comeat 4—5 niveaux de sable, contennant des accumulations de magnétite.

BIBLIOGRAFIE

Antonescu Fl., Manea Al., Popescu T. (1970), *Date noi asupra cretacicului din regiunea Lipova — Belotinț*, D. S. Inst. geol. (1967—1968), **LV**, *4*, Stratigrafie.

Bateman A. (1955), *Mineral deposits*, New York.

Clichici O., Dușa A. (1962), *Posibilități de formare a zăcămintelor de fier sedimentar în unele depozite pliocene din Transilvania și Banat*, Rev. Min., **VIII**, *7*.

Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969), *Evoluția geologică a Munților Metaliferi*, Edit. Academiei R.S.R., București.

Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976), *Geologia Munților Apuseni*, Edit. Academiei R.S.R., București.

Manea Al. (1967), *Cercetări sedimentologice în depozitele neogene dintre Șistarovăț —Zăbalț, (nordul Banatului)*, D. S. Inst. geol., **LIII**, *2* (1965—1966).

Manilici V. (1967), *Considerațiuni asupra formării minereurilor de fier de pe teritoriul R.S.R.*, An. Com. Geol., **4**.

Papiu V. C. (1953), *Cercetări geologice în masivul Drocea*, Bul. șt., Secția biol., geogr.—geol., **I**.

Rankama K., Sahama G. (1960), *Geochemistry*, The Univers of Chicago.

Primit în redacție la 10 martie 1982

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice

CONȚINUTUL MICROFLORISTIC ȘI VÎRSTA DOLOMITELOR GRAFITOASE DIN UNITATEA METAMORFICĂ SCĂRIȘOARA—VULTURESE— LEURDA (MUNȚII APUSENI)

DE

I. MÂRZA, L. OLARU

Studiul metamorfitelor în etapa actuală este incomplet fără descifrarea succesiunii stratigrafice, fără stabilirea vîrstei formațiunilor metamorfozate și a metamorfismului. În dorința de a întregi imaginea asupra evoluției geologice și a vîrstei șisturilor cristaline din bazinul mediu al văii Arieș, de care unul din noi s-a ocupat, venim cu date microfloristice obținute din nivelul dolomitelor grafitoase de pe valea Poșaga (fig. 1).

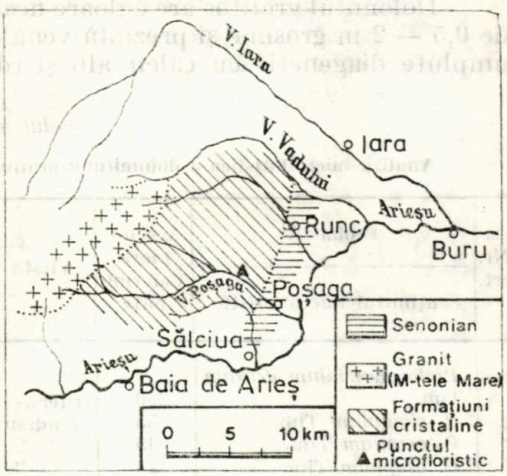


Fig. 1. — Schița formațiunilor geologice din regiunea Poșaga—Runc (jud. Alba) și localizarea punctului microfloristic.

Dolomitele grafitoase din regiunea Runc—Poșaga (jud. Alba) au fost menționate de Koch (1888) sub denumirea de calcare negre și, mult mai tîrziu, caracterizate petrografic de Stoicovici și colab. (1959). Ulterior, Borcoș și Borcoș (1962) descriu succesiunea formațiunilor metamorfice din Cheia Runcului, considerînd metaconglomeratele de vîrstă permotriasică, iar dolomitele grafitoase și calcarele cristaline, de vîrstă triasică. Mârza (1965) demonstrează cu argumente cartografice și tectonice unitatea petrografică și paleostratigrafică a masivelor de carbonați metamorfici Vulturese—Scărișoara—Leurda, descrie detaliat succesiunea stratigrafică care apare cel mai clar în cuta anticlinală (deversată spre nord-vest) din valea Poșaga : marmure (total 500 m), dolomite grafitoase (50 m), metaconglomerate (70 m). Același autor așază cartografic orizontul metaconglomeratelor la baza unității epimetamorfice, considerată transgresivă și echivalentă cu seria de Păiușeni, iar orizonturile carbonatice (dolomite grafitoase, marmure) le atribuie seriei de Baia de Arieș (Mârza, 1969).

ST. CERC., GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 28, P. 79—84, BUCUREȘTI, 1983

Dimitrescu are meritul de a readuce în discuție problema vîrstei acestei unități metamorfice (Ianovici și colab., 1976). Ridicînd-o la rang de serie [1], o denumește seria de Vulturese—Belioara și o identifică cu seria de Foederata—Struženik din Slovacia, considerată — fără probe paleontologice — de vîrstă triasică, dar apreciind, în continuare, neelucidată vîrsta seriei de Vulturese—Belioara, autorul sugerează următoarele alternative : vîrsta *triasică*, *paleozoică medie* (devoniană) și *permian inferioară* (orizontul metaconglomeratic), *permian superioară* (marmurele și dolomitele grafitoase).

În acest stadiu al cunoașterii cronologiei dolomitelor grafitoase, orizont litostratigrafic reper în cadrul unității Vulturese— Scărișoara— Leurda, intervin observațiile noastre bazate pe analiza microfloristică.

Unitatea metamorfică în discuție se compune din trei orizonturi : marmure albe, dolomite grafitoase și metaconglomerate (cuarțite blastodetritice), fără discontinuitate stratigrafică evidentă între ele, dar discontinui cartografic din considerente tectonice.

Dolomitul grafitos are culoare neagră, este dispus în strate și bancuri de 0,5 — 2 m grosime și prezintă venule în general de grosimi milimetrice, umplute diagenetic cu calcit alb și roz. Microscopic, prezintă structură

Tabelul nr. 1

Analiza microfloristică a dolomitului grafitos din valea Poșaga (Munții Apuseni)

Nr. crt.	Proba A — conținutul microfloristic	Exemplare determinate	Vîrsta	Proba 1485 — conținutul microfloristic	Exemplare determinate	Vîrsta
1	*Protosphaeridium densum* Tim.	250	rifean-vendian	*Protosphaeridium densum* Tim.	45	rifean-vendian
2	*P. rigidulum* Tim.	55	”	*P. acis* Tim.	3	”
3	*P. vermium* Tim.	45	”	*P. asaphum* Tim.	7	”
4	*P. asaphum* Tim.	25	”	*P. tuberculiferum* Tim.	10	”
5	*P. flexuosum* Tim.	50	”	*P. flexuosum* Tim.	7	”
6	*P. tuberculiferum* Tim.	100	”	*P. scabridum* Tim.	4	”
7	*Kildinella hyperboreica* Tim.	40	”	*P. vermium* Tim.	6	”
8	*K. sinica* Tim.	30	”	*Kildinella hyperboreica* Tim.	3	”
9	*K. rifeica* Tim.	7	”	*Pterospermopsimorpha insolita* Tim.	2	”
10	*Stictosphaeridium sinapticuliferum* Tim.	5	”	*Stictosphaeridium sinapticuliferum* Tim.	7	”
11	*S. pectinale* Tim.	3	rifean	*S. pectinale* Tim.	4	rifean
12	*Turuchanica ternata* Tim.	2	”			
13	Fungi (sporangi) *	2				
	Total	614		Total	98	

* Nu sînt resturi conducătoare sub aspectul vîrstei, dar asociația microfloristică în care apar îi situează în rifean.

[1] Dacă cercetările viitoare vor dovedi o succesiune stratigrafică normală între cele trei orizonturi — metaconglomerate, dolomite grafitoase, individualizarea acestora ca serie se impune.

microizoblastică, local heteroblastică și textură slab orientată datorată aplatisării granulelor. Roca se remarcă în ansamblu printr-un conținut ridicat în grafit, mai cu seamă în unele ocurențe (Valea lui Martin, Colțul Jidovului etc.). Lamelele de grafit au dimensiuni micronice (sub 0,005 mm) și apar : incluse în cristalele de dolomit, concentrate la marginea acestora, dispuse în rocă sub formă de benzi sau microsecvențe litice bogate în grafit, precum și sub formă de concentrații stilolitiforme.

Observațiile noastre asupra vîrstei dolomitelor grafitoase se bazează pe analiza microfloristică a patru probe colectate din valea Poșaga, dintre care două sînt productive, remarcîndu-se printr-o asociație neobișnuit de bogată pentru roci metamorfozate (proba A și 1 485, tabelul nr. 1), iar două sînt sterile. Urmărind abundența microflorei în relație cu conținutul în grafit al probelor examinate microscopic, se constată un raport direct, cantitatea mare de grafit în rocă presupunînd, în mod firesc, un conținut microfloristic apreciabil.

REZULTATELE ANALIZELOR MICROFLORISTICE

Conținutul în elemente microfloristice (tabelul nr. 1) arată apartenența acestora la grupul *Sphaeromorphida*, din care mai frecvente sînt genurile *Protosphaeridium*, *Kildinella* și *Stictosphaeridium*. Grupul *Sphaeromorphida* intră, împreună cu alte grupuri similare, în categoria celor mai vechi resturi de organisme vegetale, denumite morfologic *Acritarcha*. În general, sferomorfidele au dimensiuni micronice și sînt alcătuite din corpuri sferice de origine fitoplanctonică, fiind caracteristice pentru ilustrarea materială a vieții antecambriene. Pentru plasarea în timp a elementelor microfitoplanctonice determinate acceptăm următoarea diviziune stratigrafică a proterozoicului, paralel cu vîrstele absolute determinate prin metoda de geodatare K/Ar :

Paleozoic	Cambrian inferior		= 550 mil. ani
Proterozoic	Rifean	superior	= 750 mil. ani
		mediu	= 950 mil. ani
		inferior	= 1,5 mld. ani
	Proterozoic	mediu	
		inferior	

De asemenea, considerăm rifeanul superior egal cu vendian = cocambrian = infracambrian = torridonian și situat din punctul de vedere al vîrstei absolute între 750 și 550 mil. ani. Deci cambrianul inferior a început acum 550 mil. ani. Reluînd mai detaliat în discuție tabelul sintetic cu complexele microfloristice stabilite (tabelul nr. 1) pentru cele două probe analizate (proba A și proba 1 485), constatăm o mare asemănare între ele.

Genul *Protosphaeridium*, în ansamblu larg răspîndit, începînd din proterozoic pînă în cambrianul inferior, este prezent cu 8 specii, care se întind pe un interval stratigrafic destul de mare. Dintre acestea, *P. densum*, specie holotip pentru genul respectiv, reprezintă 40 % din conținutul

probei A și aproape 21 % din proba 1 485. Este de remarcat aspectul exterior neted sau slab sculptat al formelor acestei specii, caracteristică pentru vîrsta rifean-vendian. Celelalte specii ale acestui gen — *P. flexuosum*, *P. asaphum*, *P. rigidulum*, *P. acis*, *P. tuberculiferum* — sînt frecvent întîlnite în rifean-vendian, în depozite sincrone din Eurasia, *P. scabridum* nu urcă mai sus de rifean, iar *P. vermium* este caracteristic numai rifeanului superior.

Genul *Kildinella* se remarcă prin specia *K. hiperboreica*, caracteristică refeanului din Eurasia, infracambrianului din Sahara, fiind foarte rară în canbrianul din Platforma Rusă. Ea este însoțită (în proba A) de *K. sinica*, specifică numai vendianului din Eurasia, și de *K. rifeica*.

Un alt gen caracteristic pentru complexul microfloristic analizat este *Stictosphaeridium*. În ambele probe se face prezent prin speciile *S. sinapticuliferum*, *S. pectinale*, specifice îndeosebi rifean-vendianului și foarte rar cambrianului inferior din Eurasia. În sfîrșit, *Pterospermopsimorpha insolita* și *Turuchanica ternata* caracterizează numai rifeanul (pl. I, II).

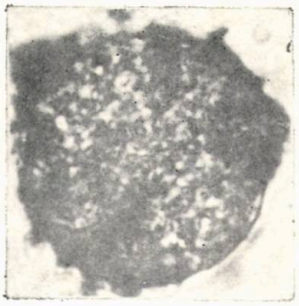
În urma acestei sumare treceri în revistă a principalelor elemente ce compun complexul microfloristic identificat în dolomitele grafitoase din valea Poșaga, putem afirma că ne găsim în fața unor depozite rifean-vendiene, probabil cu extindere și în cambrianul inferior. Vîrsta absolută a acestor depozite ar fi cuprinsă deci între 1 000 și 600 milioane ani. Unele dintre speciile citate mai sus se extind pînă în cambrianul inferior, mai ales în depozitele similare din Platforma Rusă, dar ele nu sînt caracteristice pentru această vîrstă, deoarece constituția lor morfologică exterioară (netede, slab ornamentate) este specifică pentru rifean-vendian și nu pentru cambrianul inferior. Speciile tuberculiforme, spinoase, cu creste și mai ales cu deschiderea specifică numită pylom, specifice cambrianului inferior, lipsesc din probele analizate, ca dealtfel și speciile genurilor *Micrhystridium*, *Baltisphaeridium* etc., marcate de prelungiri flageliforme, caracteristice și ele cambrianului inferior. Aceste argumente întăresc supoziția că ne aflăm în fața unei unități litostratigrafice comprehensive cu grosime nu prea mare, sedimentată într-un lung interval de timp.

Precizarea vîrstei dolomitelor grafitoase analizate constituie un prețios punct de referință pentru stabilirea succesiunii stratigrafice a metamorfitelor din cristalinul Munților Gilău și un real punct de sprijin în interpretarea tectonică a unității litostratigrafice aparținătoare.

O asociație microfloristică în parte asemănătoare cu cea determinată de noi menționează Visarion și Dimitrescu (1971) din seria de Biharia (*Protosphaeridium* sp., *P. flexuosum* Tim., *P. asaphum* Tim., *P.* cf. *densum*

Planșa I

1, *Protosphaeridium asaphum* Tim., × 2 400; *2*, *Protosphaeridium flexuosum* Tim., × 2 400; *3*, *Protosphaeridium acis* Tim., × 2 400; *4—6*, *Protosphaeridium tuberculiferum* Tim., × 2 400; *7*, *8*, *Protosphaeridium tuberculiferum* Tim., × 1 200; *9*, *10*, *Protosphaeridium verimum* Tim., × 2 400; *11*, *12*, *Protosphaeridium densum* Tim., × 1 200; *13*, *Protosphaeridium densum* Tim., × 2 400; *14*, *Protosphaeridium densum* Tim., × 1 200; *15*, *16*, *Protosphaeridium rigidulum* Tim., × 2 400; *17*, *Protosphaeridium rigidulum* Tim., × 1 200; *18*, *19*, *Protosphaeridium scabridum* Tim., × 1 200; *20*, *Protosphaeridium scabridum* Tim., × 2 400; *21*, *22*, *Stictosphaeridum sinapticuliferum* Tim., × 2 400; *23*, *Stictosphaeridium pectinale* Tim., × 1 200; *24*, *Kildinella hyperboreica* Tim., × 2 400; *25*, *26*, *Kildinella sinica* Tim., × 2 400; *27*, *Kildinella sinica* Tim., × 1 200; *28*, *Kildinella rifeica* Tim., × 2 400; *29*, *Turuchanica ternata* Tim., × 2 400; *30*, Fungi, × 2 400.



1

2

3

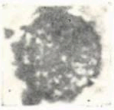
4

5

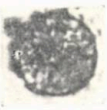
6

7

8



9



10

11

12

13

14

15

16

17

18

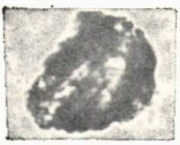
19

20

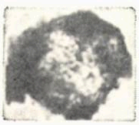
21

22

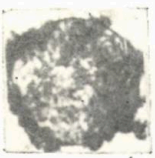
23



24

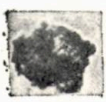


25



26

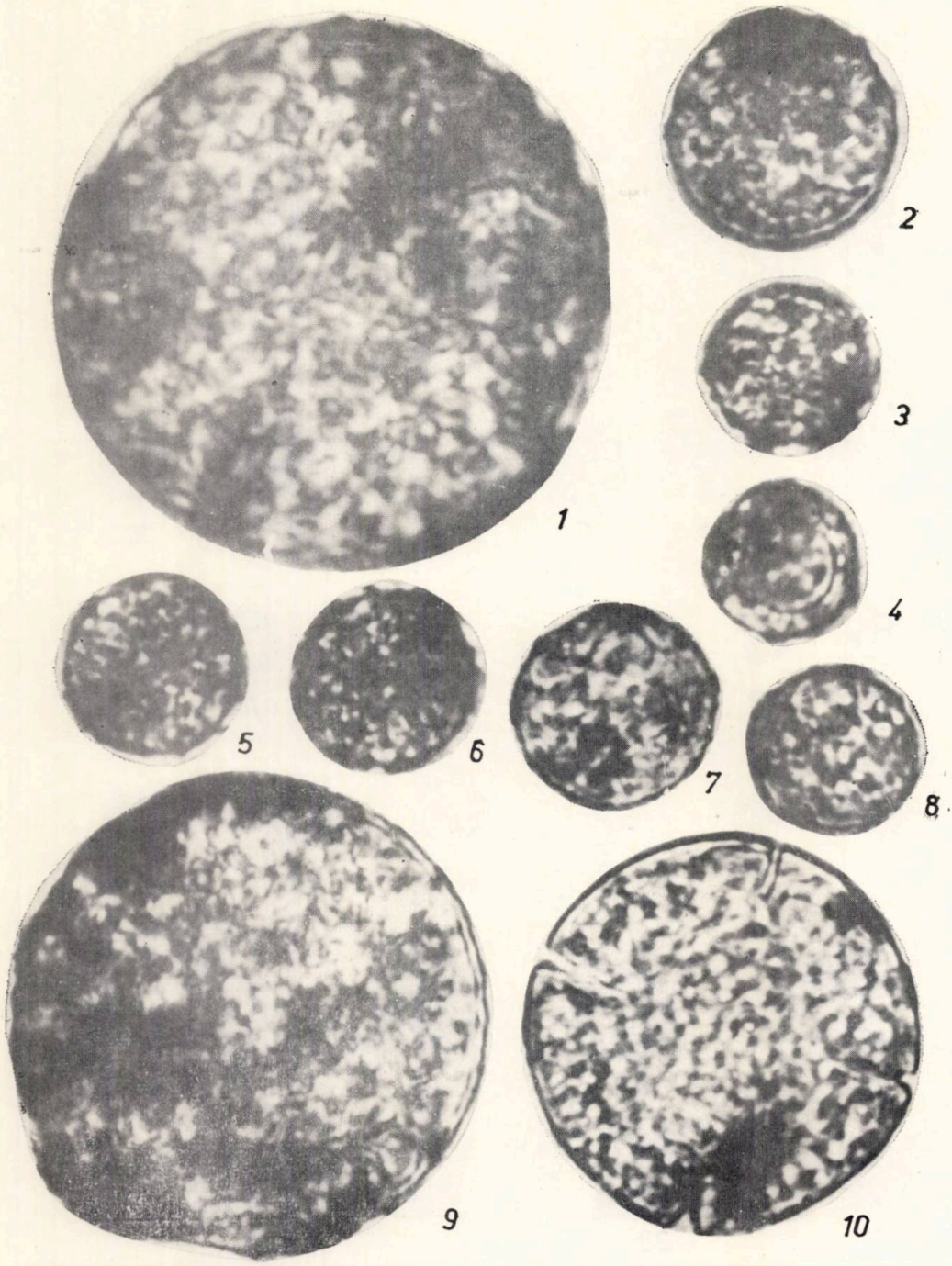
29



27

28

30



Mărirea figurilor din planșe = 5600 x

Planșa II

1, *Protosphaeridium asaphum* Tim. ; *2*, *Protospaeridium flexuosum* Tim. ; *3*, *Protosphaeridium rigidulum* Tim. ; *4*, *Stictosphaeridium sinapticuliferum* Tim. ; *5*, *6*, *Protosphaeridium vermium* Tim. ; *7*, *8*, *Protosphaeridium tuberculiferum* Tim. ; *9*, *Protospharidium acis* Tim. ; *10*, *Turuchanica ternata* Tim.

Tim., *Kildinella* sp. etc.), considerată rifeană-eocambriană și datată prin determinări de vîrstă absolută la 181 mil. ani (Soroiu și colab., 1969). Tot pe considerente microfloristice (însă o asociație diferită de cea determinată de noi) este atribuită seria de Muncel precambrianului superior-cambrianului inferior (Visarion, 1970).

În concluzie, pe baza asociației microfloristice caracterizată printr-o foarte bogată populație de *Protosphaeridae*, între care *Protosphaeridium densum* Tim. este holotipul, însoțit de *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. sinica* Tim., *K. rifeica* Tim., *Stictosphaeridium simpaticuliferum* Tim. etc., atribuim orizontului dolomitelor grafitoase din valea Poșaga vîrsta rifean-vendiană, fără să excludem posibilitatea includerii cambrianului inferior sau numai a unei părți din acesta.

LE CONTENU MICROFLORISTIQUE ET L'ÂGE DES DOLOMITES GRAPHITEUSES DE L'UNITÉ METAMORPHIQUE SCĂRIȘOARA-VULTURESE LEURDA (MONTS APUSENI)

RÉSUMÉ

Les auteurs analysent sous aspect microfloristique les dolomites graphiteuses métamorphisées de la vallée Poșaga (Monts Apuseni), non datées jusqu'à présent par une méthode quelconque. Certaines épreuves étudiées surprennent par une explosion de formes (614 exemplaires déterminées), ce qui est inhabituel pour des roches métamorphisées.

Le contenu microfloristique se remarque par la présence des genres (respectivement des espèces): *Protosphaeridium (P. densum Tim., P. flexuosum Tim., P. asaphum Tim., P. rigidulum Tim., P. acis Tim., P. tuberculiferum Tim.), Kildinella (K. hiperboreica Tim., K. rifeica Tim., K. sinica Tim.), Stictosphaeridium (S. sinpaticuliferum Tin., Turuchanica T. ternata Tim.)*, à base desquels on attribue aux dolomites graphiteuses analysées, l'âge *riféen-vendien;* on n'exclut pas la possibilité d'inclure le cambrien inférieur, ou seulement une partie de celui-ci.

BIBLIOGRAFIE

Borcoș, M., Borcoș Elena (1962), *Cercetări geologice și petrografice în regiunea Runc—Segagea—Valea Ierii, Sat (Bazinul V. Ierii, Munții Apuseni)*, D. S. Com. Geol., **XLVIII** (1959—1960), 131—144.

Koch A. (1888), *Jelentés Torda-Aranyos-megye Tordától nyugatra eső területének 1887 nyarán végzett földtani részletes fölvételéről*, Föld. Int. evi jelentése, 1887-ről, 24—55.

Ianovici V., Borcoș M., Bleahu M., Patrulius D., Lupu M., Dimitrescu R., Savu H. (1976), *Geologia Munților Apuseni*, Edit. Acad. R. S. România, București.

Mârza I. (1965), *Unitatea petrografică și paleostratigrafică a masivelor de carbonați metamorfici: Vulturese-Scărișoara-Leurda (Bazinul Arieșului)*, Anal. Univ. Buc., Ser. șt. nat., geol.-geogr., **XIV**, 9—16.

Mârza I. (1969), *Evoluția unităților cristaline din sud-estul Munților Mare*, Edit. Acad. R. S. România, București.

Soroiu M., Popescu Gh., Kasper U., Dimitrescu R. (1969), *Contributions préliminaires à la géochronologie des massifs cristallins des Monts Apuseni*, Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza", Iași (Serie nouă), Secț. II, b, geol., **XV**, 25—33.

Stoicovici E., Ghergariu Lucreția, Mârza I. (1959), *Studiul carbonaților de calciu, magneziu, fier și mangan din Munții Apuseni*, I. *Studiul geologic al regiunii Runc, cu privire specială asupra carbonaților metamorfici*, Stud. Univ. „Babeș-Bolyai", Ser. II, fasc. I, geol.-geogr., 107—131.

Visarion Adina (1970), *Asupra prezenței unei asociații microfloristice în seria de Muncel (Munții Bihor)*, D. S. Inst. geol., **LV** (1967—1968), *3*, Paleontologie, 227—229.

Visarion A., Dimitrescu R. (1971), *Contribuțiuni la determinarea vîrstei unor șisturi cristaline din Munții Apuseni*, Anal. șt. Univ. „Al. I. Cuza", Iași (Serie nouă), Secț. II, b, geol.-geogr., **XVII**, 1—13.

Primit în redacție în luna ianuarie 1981

Universitatea „Babeș-Bolyai"
Cluj-Napoca, Facultatea de biologie-geografie
și geologie
Catedra de geologie-mineralogie

Universitatea „Al. I. Cuza" Iași,
Facultatea de biologie-geografie și geologie
Catedra de geologie-mineralogie

ROCILE CARBONATICE CU *CORALLINACEAE* DIN CRETACICUL SUPERIOR AL BAZINULUI RUSCA MONTANĂ

DE

IOAN BUCUR, CAROL STRUTINSKI

I. INTRODUCERE

În cretacicul superior al Bazinului Rusca Montană, Dincă (1977) a stabilit următoarea succesiune :

— cenomanianul, transgresiv și discordant peste calcarele jurasicului superior sau peste rocile bauxitice albiene, constituit din conglomerate și gresii cuarțitice și micacee, în bază, și din gresii calcaroase, negricioase, în partea superioară ;

— turonian-coniacianul, alcătuit din marnocalcare și marne în plăci ;

— santonian-campanianul, în continuitate de sedimentare, constituit dintr-o serie cu caracter de fliș (alternanță de gresii și argile) ;

— maastrichtianul, care corespunde unei formațiuni de molasă alcătuită predominant din aglomerate vulcanice.

Ultimele cercetări asupra formațiunilor cretacicului superior din Bazinul Rusca Montană (Strutinski, Bucur [1] ; Bucur, Strutinski [2]) au adus unele date noi privind biostratigrafia și sedimentologia acestor formațiuni, mai complicate, se pare, decît în schema dată de Dincă (1977).

Rocile carbonatice cu *Corallinaceae*, care fac obiectul prezentului articol, aflorează în mai multe zone ale Bazinului Rusca Montană ca nivele intercalate în partea superioară a marnocalcarelor turonian-coniaciene (vîrful Măgura, valea Rusca), în sedimente alunecate gravitațional și acumulate în depozite de tip „Wildfliș" (Ruschița, Ogașu cu Fosile) sau într-o poziție geometrică și stratigrafică greu de precizat (Valea Seacă). În figurile 1 și 2 este redată succesiunea depozitelor din zona valea Măgurii — vîrful Măgura, respectiv valea Rusca la confluența cu pîrîul Ciocane. Calcarele detritice cu *Corallinaceae* se situează aici la nivelul turonianului superior-coniacianului inferior. În cazul depozitelor de pe Ogașu cu Fosile (fig. 3), precizarea vîrstei calcarelor detritice este dificilă. Succesiunea stratigrafică normală este în mod evident deranjată în acest loc de alunecări gravitaționale. Prezența calcisferelor de tipul *Pithonella ovalis* (Kaufmann) în unele eșantioane ar pleda pentru un nivel sincron cu cel de pe valea Rusca. Această atribuire este însă pusă sub semnul întrebării de existența orbitolinidelor din grupa *Orbitolina concava* (Lamark), a căror afinitate cenomaniană este bine cunoscută. Incertitudinea este întărită și de prezența în unele nivele grezoase a unor lamelibranhiate și gastropode

[1] Strutinski C., Bucur I., *Prezența unui nivel de tufite bazice în turonianul din Bazinu Rusca Montană (Carpații Meridionali)*, sub tipar.

[2] Bucur I., Strutinski C., *Prezența microfaciesului cu Pithonella ovalis (Kaufman) în cretacicul superior din Bazinul Rusca Montană (Carpații Meridionali)*, sub tipar.

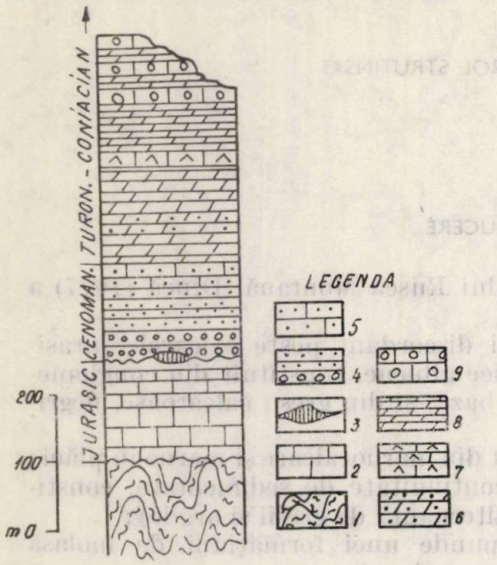


Fig. 1. — Coloană litologică în zona valea Măgurii—vîrful Măgura: *1*, şisturi cristaline; *2*, calcare şi dolomite; *3*, roci bauxitice; *4*, conglomerate şi gresii cuarţitice; *5*, gresii calcaroase; *6*, marnocalcare grezoase; *7*, microconglomerate calcaroase, tufitice; *8*, marne şi marnocalcare în plăci; *9*, calcare detritice cu *Corallinaceae*.

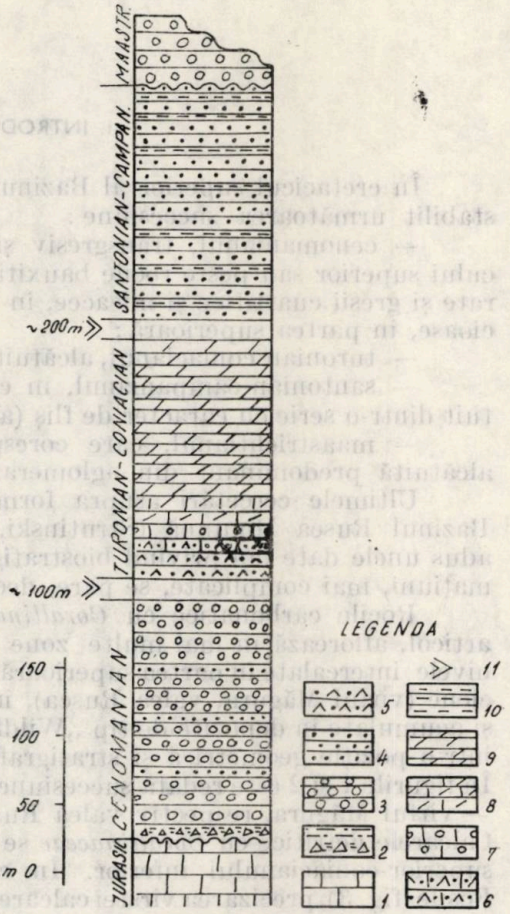


Fig. 2. — Coloană litologică pe valea Rusca, la confluenţa cu pîrîul Ciocane: *1*, calcare; *2*, conglomerate brecioase şi gresii argiloase, noduloase; *3*, conglomerate polimictice; *4*, gresii; *5*, gresii tufitice; *6*, calcare detritice cu material tufitic; *7*, calcare detritice cu *Corallinaceae*; *8*, marnocalcare cu bioclaste; *9*, marnocalcare fin grezoase, în plăci; *10*, argile; *11*, lacună de observaţie.

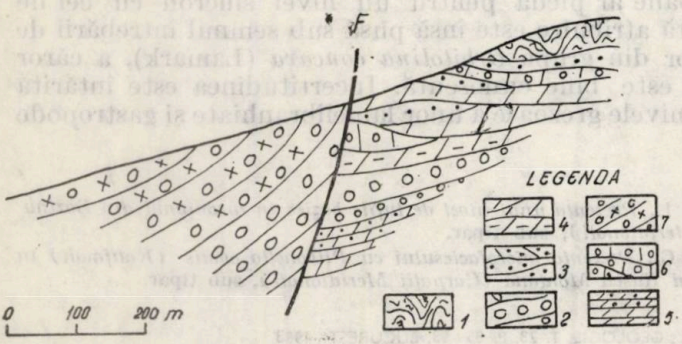


Fig. 3. — Profil geologic pe Ogaşu cu Fosile: *1*, cristalin brecifiat alunecat gravitaţional; *2*, conglomerate brecioase, nesortate; *3*, gresii micacee; *4*, marne şi marnocalcare; *5*, marne şi marnocalcare grezoase, în plăci; *6*, calcare detritice cu *Corallinaceae*; *7*, aglomerate vulcanice.

cenomaniene (*Exogyra columba* Lamark, *Alectrionia (Lopha) carinata* (Lamark), *Pterodonta para* (Delpey)). Fără îndoială că atît orbitolinidele, cît și macrofauna cenomaniană au putut fi remaniate în depozite mai noi. Caracterul deranjat al formațiunilor face însă ca poziția stratigrafică a calcarelor cu *Corallinaceae* din această zonă să fie greu de precizat.

Ideea care se desprinde în urma cercetărilor de teren este că, în ciuda marii asemănări litologice și parțial paleontologice, intercalațiile de roci carbonatice detritice din cretacicul superior al Bazinului Rusca Montană se situează totuși la nivele stratigrafice diferite în intervalul turonian-coniacian.

II. TIPURI DE ROCI CARBONATICE CU *CORALLINACEAE*

1. **Biointrasparrudite slab grezoase.** Eșantioane: BRM-46; BRM-47 (Valea Seacă); BRM-101 (valea Ruschiței).

a) *Biofacies.* Fragmente din cochilii de lamelibranhiate și gastropode, piese scheletice și microradiole de echinodermate, foraminifere (*Orbitolina* gr. *concava* (Lamark), *Lenticulina* sp.-eșantion BRM-101), alge *Corallinaceae* ((*Paraphyllum amphiroaeforme* (Rothpletz), *Hemiphyllum atacicum* Lemoine)), fragmente de alge *Dasycladaceae* (*Heteroporella* sp. (?) — eșantion BRM-101).

b) *Litofacies.* Exceptînd bioclastele, există două tipuri de alocheme: intraclaste micritice și litoclaste. În eșantioanele de pe Valea Seacă, litoclastele, provenite probabil din formațiunile jurasice subiacente, sînt alcătuite din pelete micritice, rotunjite, cimentate cu un sparit echigranular alb-deschis („clar"). Alteori litoclastele reprezintă elemente desprinse din marnocalcarele grezoase consolidate (valea Ruschiței). În afara alochemelor calcaroase mai există granule de cuarț, rare paiete de muscovit și fragmente de minerale opace.

Ca o varietate amintim biosparitele acumulate, slab grezoase din vîrful Măgura (eșantion BRM-20), în care, pe lîngă piesele scheletice de echinodermate, care sînt predominante, există și rare *Globotruncanidae*. Dintre algele *Rodophyceae* apar *Paraphyllum aphiroaeforme* (Rothpletz) și *Parachaetetes* sp.

2. **Biomicrite acumulate, slab grezoase, cu calcisfere.** Eșantion BRM-35 (vîrful Măgura).

a) *Biofacies.* Briozoare, fragmente de lamelibranhiate, piese scheletice și microradiole de echinodermate, foraminifere (*Globotruncanidae*, *Tritaxia* sp.), calcisfere ((*Pithonella ovalis* (Kaufmann)), alge *Corallinaceae* (*Paraphyllum amphiroaeforme* (Rothpletz), *Archaeolithothamnium* sp.)).

b) *Litofacies.* Bioclastele sînt predominante. Granulele de cuarț, în proporție de 10—15%, au dimensiuni cuprinse între 0,07 și 0,20 mm. Există de asemenea numeroase paiete de muscovit manifestînd o ușoară tendință de orientare. Matricea micritică a fost transformată în cea mai mare parte în microspar.

3. **Biosparite acumulate, slab grezoase, tufacee.** Eșantionae: BRM-38; BRM-59; BRM-60 (pîrîul Ciocane); BRM-77 (Ogașu cu Fosile).-

a) *Biofacies.* Hidrozoare, briozoare, fragmente de lamelibranhiate, piese scheletice și microradiole de echinodermate, foraminifere (*Orbito-*

lina gr. *concava* (Lamark) — eșantion BRM-77, *Globotruncana* gr. *tricarinata* (Quereau)), calcisfere (*Pithonella ovalis* (Kaufmann)), alge *Rhodophicaee* (*Paraphyllum amphiroaeforme* (Rothpletz), *Parachaetetes* sp.).

b) *Litofacies*. Litoclastele sînt prezente în eșantionul BRM-77 fiind reprezentate prin fragmente de marnocalcare. Dintre bioclaste, piesele scheletice de echinodermate sînt predominante. Cuarțul în proporție de 10—15% are dimensiuni cuprinse între 0,15 și 0,30 mm (eșantioane BRM-38; BRM-59). În eșantionul BRM-77 dimensiunile cuarțului sînt mai mici (0,03—0,05 mm, mai rar 0,10—0,20 mm). Cuarțul mărunt apare cel mai adesea ca material aglutinat în testurile orbitolinidelor. Muscovitul apare ca paiete sau mici agregate.

După cum se poate observa, litofaciesul este întrucîtva asemănător cu cel al biointrasparruditelor slab grezoase (tip 1) sau al biomicritelor cu calcisfere (tip 2) (BRM-77 respectiv BRM-59 și BRM-60). Principalul element distinctiv îl constituie prezența unor cristaloclaste și litoclaste care conferă calcarelor detritice de tip 3 un caracter tufaceu. Dintre cristaloclaste amintim: cuarțul, feldspații (andezin, microclin), micele, granații, turmalina, staurolitul. Litoclastele sînt reprezentate prin fragmente de: cuarțit, gnais, roci efuzive bazice, șisturi cristaline (vezi și Strutinski și Bucur) [3].

4. **Biointrasparrudite slab grezoase, oolitice.** Eșantioane BRM-66; BRM-67 (Ogașu cu Fosile); BRM-104 (valea Ruschiței).

a) *Biofacies*. Piese scheletice și microradiole de echinodermate, fragmente de lamelibranhiate, microgastropode, foraminifere (*Orbitolina* gr. *concava* (Lamark), *Lenticulina* sp., textularide, miliolide), calcisfere (*Pithonella ovalis* (Kaufmann)), alge *Coralinaceae*.

b) *Litofacies*. Predomină litoclastele de marnocalcare, adesea cu contur rotunjit. Cuarțul are dimensiuni cuprinse între 0,05 și 0,20 mm, rareori peste 1 mm. Predomină pe unele porțiuni unde ajunge pînă la peste 20%. Este de asemenea aglutinat în testurile orbitolinidelor. Muscovitul este prezent sub formă de paiete subțiri. Unele porțiuni predominant micritice și alungite, cu contur flexuos, indică o textură de curgere.

Oolitele, care apar sporadic în BRM-66 și BRM-67, avînd un contur neregulat, de obicei alungit, ceea ce trădează un fenomen de deformare sub presiune (= spastolite) (pl. I, fig. 4), sînt abundente în eșantionul BRM-104, unde conturul lor este mai puțin deformat (pl. I, fig. 2). Nucleul este constituit dintr-un intraclast (litoclast) sau bioclast, de obicei micritizat. Învelișul cortical este alcătuit din pături concentrice, la formarea lui participînd un mineral din grupa cloritelor ferifere (chamosit?) și hidroxizi de fier (limonit). Adesea păturile cloritice alternează cu cele limonitice (pl. I, fig. 2).

III. CÎTEVA DATE PRIVIND PROCESELE DIAGENETICE

Cele patru tipuri de calcare au numeroase caracteristici comune atît micropaleontologice cît și litologice. Separarea lor s-a făcut pornind

[3] Op. cit., p. 85.

de la o trăsătură distinctivă, cum ar fi prezența calcisferelor, a unor minerale tufacee sau a oolitelor. Asemănătoare sînt și procesele diagenetice care le-au afectat. Ca urmare, din acest punct de vedere, vom face cîteva referiri de ansamblu.

1. **Alterarea submarină postdepozițională**. S-a observat adesea existența unor anvelope micritice în jurul unor fragmente din cochilii de moluște (pl. I, fig. 6 ; pl. II, fig. 2). Este de presupus că acestea s-au format în mediul submarin, la interfața apă-sediment sau la o adîncime foarte mică sub această interfață (Purdy, 1968) în urma acțiunii algelor endolitice (Bathurst, 1976, p. 388). În pl. I, fig. 6 se pot observa cîteva filamente micritice ramificate reprezentînd tuburile cele mai avansate formate în urma perforării cochiliei de către alge. Partea marginală a restului scheletic, supusă unor perforări și umpleri repetate cu micrit a tuburilor, este complet micritizată.

2. **Cimentarea**. Sparitul care ocupă o mare parte din masa eșantioanelor colectate de pe Valea Seacă (BRM-46 ; BRM-47) pare să fie un ciment de umplere a porilor. Pentru această presupunere pledează lipsa impurităților micritice în aceste cristale („claritatea" lor), precum și existența unor fețe intercristaline nete și drepte. Este posibil ca cimentarea să se fi produs în urma îngropării sedimentelor la o anumită adîncime sub cuvertură, deoarece nu am observat dovezi inechivoce ale unei prealabile expuneri subaeriene.

3. **Procese de dizolvare sub presiune (pressure-solution)**. În aceleași eșantioane (BRM-46 ; BRM-47) se observă existența unor fisuri stilolitice, a căror origine în domeniul de subcuvertură este neîndoielnică (Purdy, 1968). Bathurst (1976, p. 470) presupune că stilolitele au luat naștere într-o fază postcimentare, însă într-un moment cînd cimentarea nu era desăvîrșită. Eliberarea de $CaCO_3$ în urma fenomenului de dizolvare sub presiune a dus la definitivarea cimentării.

4. **Procese neomorfice**. Procesele de formare a sparului neomorfic și a microsparului dețin, fără îndoială, ponderea cea mai însemnată în cadrul proceselor diagenetice care au afectat calcarele detritice din cretacicul superior al Bazinului Rusca Montană. Mediul de desfășurare al acestor procese a putut fi atît cel subaerian, cît și cel de subcuvertură. În ambele cazuri procesele neomorfice reprezintă un stadiu avansat al diagenezei, ele ducînd la definitivarea litificării. Sparitul neomorfic poate să apară în masa fundamentală a rocii înlocuind matricea inițială micritică (pl. I, fig. 3 ; pl. II, fig. 2) sau în interiorul unor resturi scheletice de moluște care au suferit inițial un fenomen de micritizare în zona marginală (pl. I, fig. 6 ; pl. II, fig. 2). Recunoașterea caracterului neomorfic al acestui tip de spar s-a făcut pe baza existenței în eșantioanele respective a unui micrit inițial, de obicei transformat în microspar, a existenței relictelor micritice în unele cristale sparitice, precum și a faptului că limitele dintre cristalele sparitice și fragmentele pe care le înconjoară nu sînt nete, ci gradate (Bathurst, 1976, p. 417).

Tot de natură neomorfică sînt unele supracreșteri de calcit pe fragmente de echinodermate (pl. II, fig. 5), fapt evidențiat de existența a numeroase relicte micritice în calcitul de supracreștere.

Microsparul, cu dimensiuni cuprinse între 0,006 și 0,010 mm (uneori pînă la peste 0,030 mm) are o răspîndire generalizată în toate eșantioanele cu un micrit preexistent. El constituie o mare parte din masa fundamentală a rocii, alcătuind uneori și materialul de umplutură al unor resturi scheletice (pl. I, fig. 5 ; pl. II, fig. 1,3). Transformarea generală a micritului în microspar a fost înlesnită probabil de existența unei anumite cantități de material argilos în sedimentele carbonatice (Folk, 1965).

5. **Înlocuiri metasomatice.** În cadrul acestor procese se disting două tipuri :

a) *Înlocuirea parțială a calcitului din unele fragmente de roci sau resturi scheletice, cu hidroxizi de fier* (pl. I, fig. 3, 5 ; pl. II, fig. 4,6).

Aceste procese, controlate de potențialul oxido-reducător, presupun un mediu cu o cantitate ridicată de fier, a cărui sursă au putut fi manifestările vulcanice care s-au petrecut în intervalul turonian superior-coniacian inferior și care au generat rocile cu caracter tufitic din cretacicul superior al Bazinului Rusca Montană (Strutinski, Bucur) [4]. Aceleași manifestări vulcanice au constituit probabil sursa cloritelor ferifere (chamosit ?) care au format oolitele.

b) *Înlocuirea parțială a calcitului din unele taluri de alge roșii cu cristale de cuarț* (= silicifiere) (pl. IV, fig. 2).

Silicifierea talurilor de alge, întîlnită într-o singură varietate de calcar detritic (BRM-20 — vîrful Măgura), a fost detaliat descrisă de Strutinski [5]. Fenomenul constă în înlocuirea, începînd dinspre margini, a celulelor talului, fie printr-un agregat cuarțos microcristalin, fie prin supracreșterea unor cristale de cuarț, ce se realizează numai pe porțiunile unde acestea vin nemijlocit în contact cu fragmentele de alge. Într-o fază avansată a substituirii, întregul fragment algal este umplut de un agregat cuarțos în care mai persistă încă mici insule de calcit. Fenomene asemănătoare afectează în mai mică măsură și testurile de foraminifere, în timp ce alte bioclaste au rămas complet intacte. Cauzele acestei silicifieri selective sînt puse de autor pe seama interrelației dintre condițiile de mediu și caracterele structurale intime ale resturilor fosile.

[4] *Op. cit.*, p. 85.

[5] Strutinski C., *Selective silicification in a sandy-bioclastic limestone from the Rusca Montană basin (South Carpathians)*, sub tipar.

Planșa I

Fig. 1. — Porțiunea micritică dintr-un biosparit grezos tufaceu. De reținut asocierea dintre organisme pelagice (*Pithonella ovalis* (Kaufmann)) și organisme de mediu infralitoral (piese scheletice de echinodermate și alge *Corallinaceae*). BRM-60, × 60.

Fig. 2. — Oosparit. Învelișul cortical al oolitelor este format din pături alternînde de limonit și clorit ferifer (chamosit ?). Se remarcă existența unei borduri de cristale prismatice de calcit pe marginea oolitelor, asemănător unui ciment de primă generație. BRM-104, × 100.

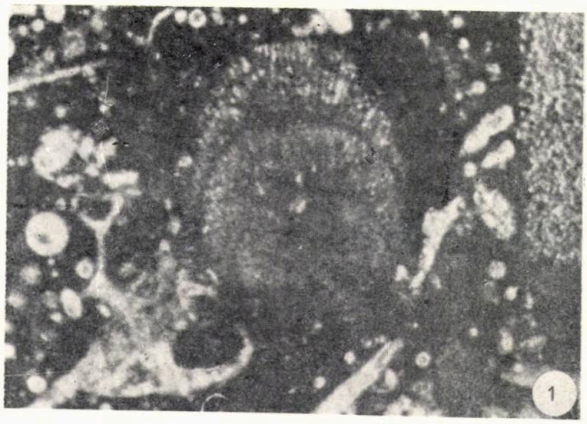
Fig. 3. — Litoclast de marnocalcar cu *Pithonella ovalis* (Kaufmann) într-un biosparit grezos, slab oolitic. Atît litoclastul cît și unele bioclaste au suferit un fenomen de limonitizare pe bordură, suprapusă probabil peste o micritizare submarină inițială. BRM-66, × 100.

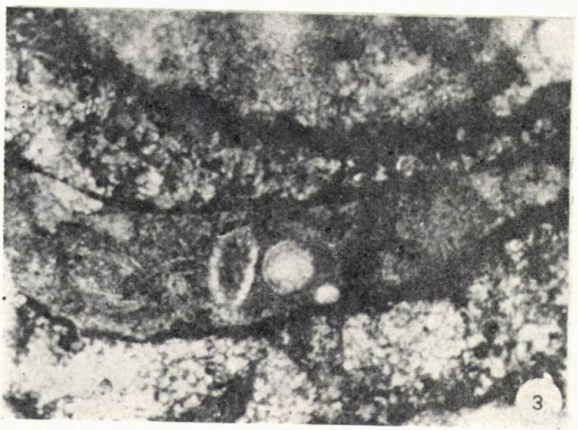
Fig. 4. — Oolit deformat (= spastolit) într-un biosparit grezos, slab oolitic. BRM-66, × 100.

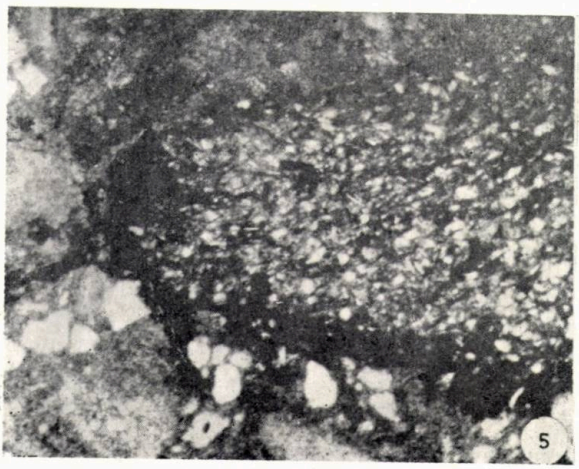
Fig. 5. — Litoclast de marnocalcar fin grezos, limonitizat pe bordură. BRM-77, × 100.

Fig. 6. — Fragment dintr-o cochilie de moluscă înconjurat de o anvelopă micritică formată în urma acțiunii algelor endolitice (microlitofage). Interiorul restului scheletic este umplut cu un calcit sparitic, probabil de origine neomorfică. BRM-101, × 100.

Planșa I







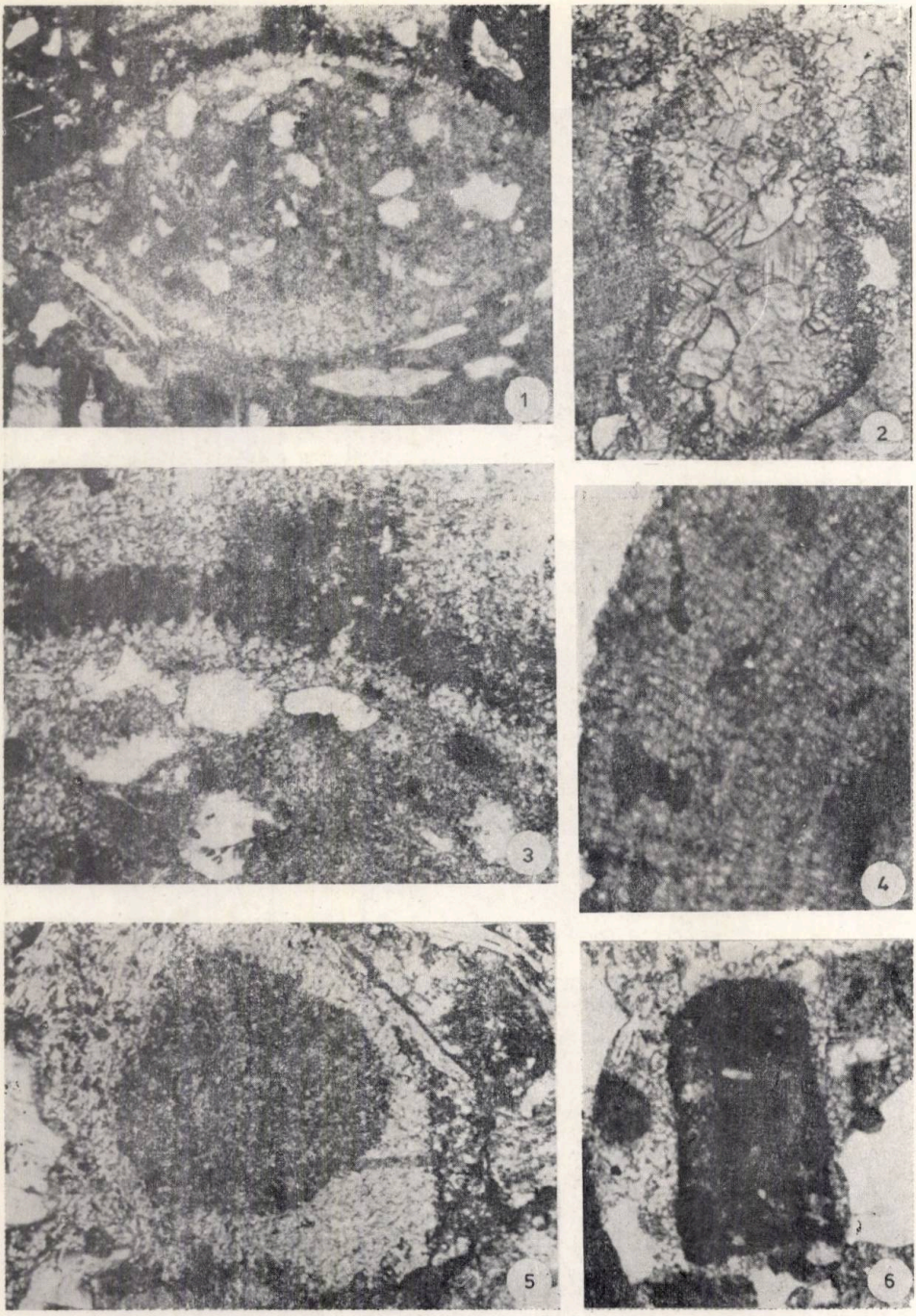


Fig. 1. — Cochilie de ostracod(?) într-un biomicrit grezos. Peretele cochiliei este alcătui dintr-un sparit neomorfic care mimează uneori, la exterior, un ciment de primă generație (vezi detaliu fig. 3). BRM-77, × 60.

Fig. 2. — Anvelopă micritică în jurul unui fragment de moluscă. Umplutura sparitică este probabil de origine neomorfică. BRM-101 × 130.

Fig. 3. — Detaliu fig. 1, × 130.

Fig. 4. — Fragment de algă *(Parachaetetes* sp.) în care unele porțiuni inițial micritizate au fost înlocuite metasomatic cu limonit. BRM-77, × 100.

Fig. 5. — Supracreștere neomorfică pe o piesă scheletică de echinodermat. Bioclastul este în cea mai mare parte micritizat, iar supracreșterea neomorfică păstrează relicte ale micritului pe seama căruia s-a format. BRM-60, × 100.

Fig. 6. — Fragment de algă *(Dasycladaceae?)* cu talul aproape complet înlocuit metasomatic de hidroxizi de fier (limonit?), × 130.

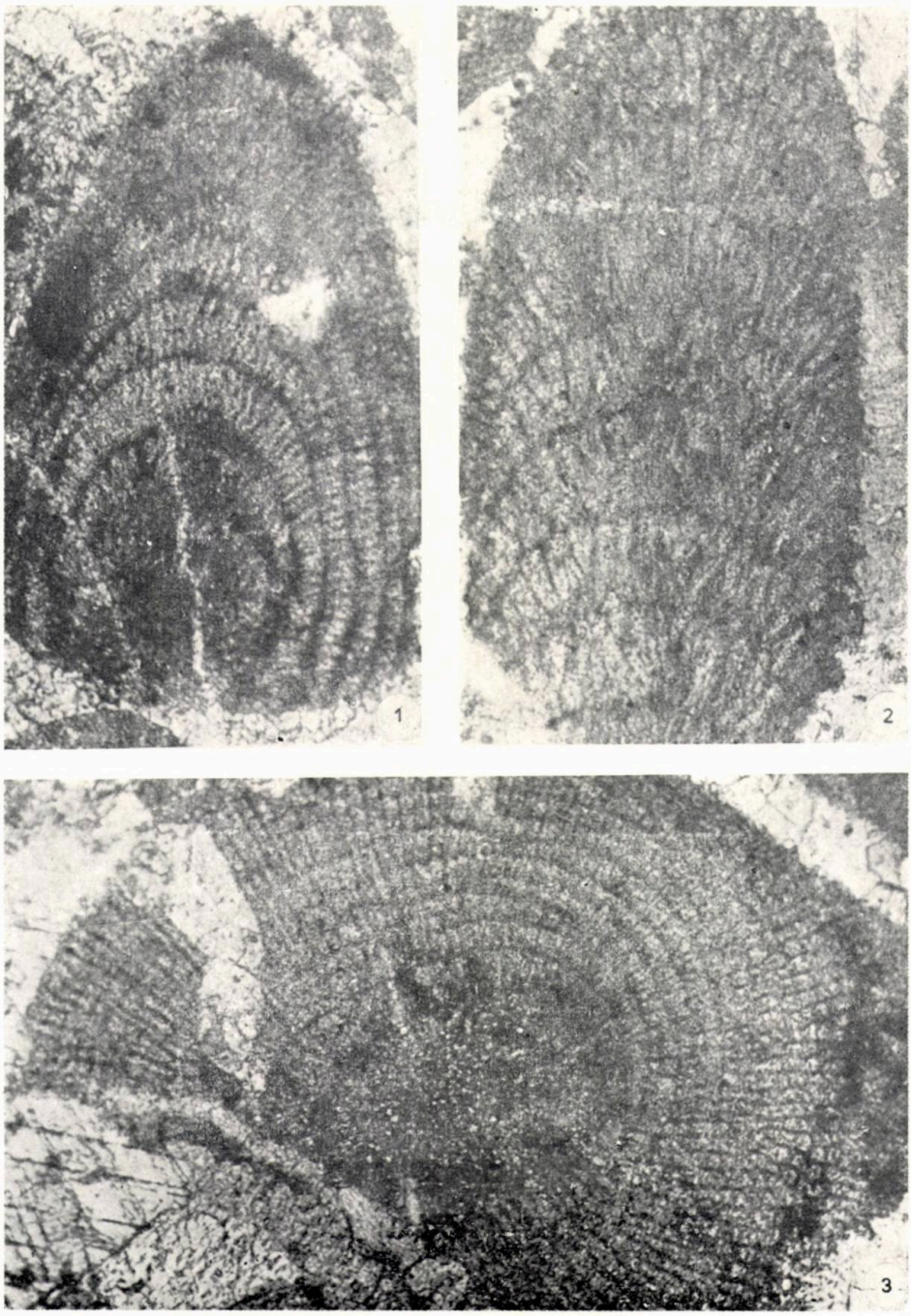


Fig. 1. — 3 — *Paraphyllum amphiroaeforme* (Rothpletz) : *1*, secțiune longitudinal-oblică. BRM--46, × 150 ; *2*, secțiune longitudinală prin țesutul medular. BRM-20, × 150 ; *3*, secțiune transversală. BRM-46, × 150.

Planșa IV

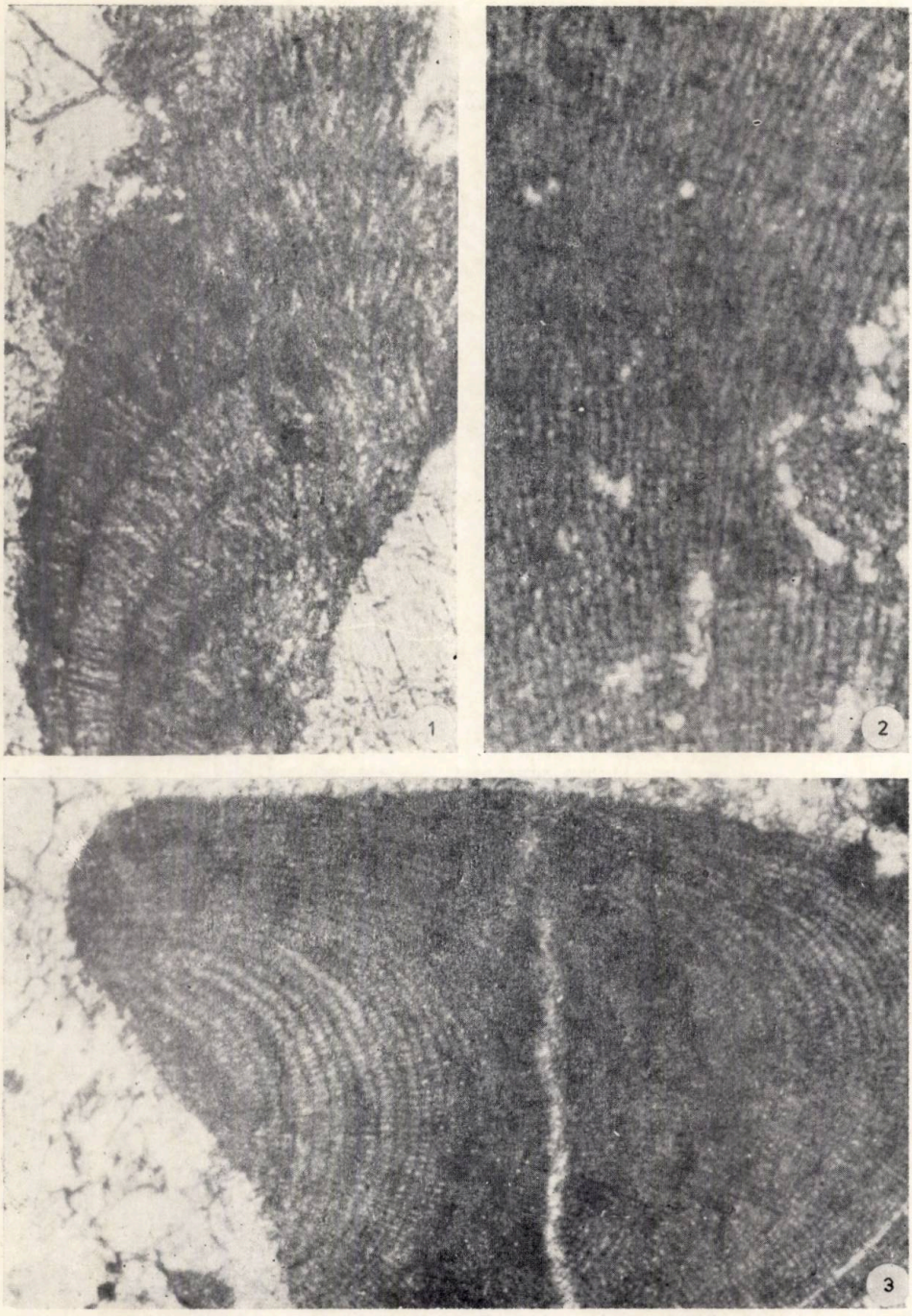


Fig. 1. — *Paraphyllum amphiroaeforme* (Rothpletz). Secțiune longitudinal-oblică prin țesutul medular. BRM-20, × 100.

Fig. 2. — *Parachaetetes* sp. Secțiune longitudinală. De remarcat fenomenele de silicifiere secundară. BRM-20, × 100.

Fig. 3. — *Hemiphyllum atacicum* Lemoine. Secțiune longitudinală. BRM-46, × 85.

IV. ALGELE *RHODOPHYCEAE*

Specia predominantă în toate varietățile de calcare detritice din cretacicul superior al Bazinului Rusca Montană este *Paraphyllum amphiroaeforme* (Rothpletz). Aceasta este asociată cu *Hemiphyllum atacicum* Lemoine, *Archaeolithothamnium* cf. *brevium* Lemoine, *Archaeolithothamnium* sp. și *Parachaetetes* sp.

Familia **CORALLINACEAE**

Subfamilia **MELOBESIOIDEAE**

Genul **Paraphyllum** Lemoine, 1970

Paraphyllum amphiroaeforme (Rothpletz)

pl. III, fig. 1—3; pl. IV, fig. 1

Genul *Paraphyllum* cuprinde două specii: *P. primaevum* Lemoine din cretacicul inferior și *P. amphiroaeforme* (Rothpletz) din cretacicul superior. Uneori este destul de dificil de a face distincția între ele.

Țesutul medular la *P. amphiroaeforme* (Rothpletz) este format din șiruri celulare în rînduri concentrice puternic arcuite, de lungimi alternînde. Dimensiunile măsurate pe mai multe exemplare sînt următoarele:

— lungimea ramurilor = 0,31—0,95 (0,60) mm;

— înălțimea celulelor țesutului medular = 0,05 — 0,08/0,018 — 0,020 mm;

— celulele peritaliene = 0,006—0,018 mm.

Partea axială a zonei medulare nu este niciodată umbrită, așa cum a observat Piognant (în Deloffre și colab., 1977) la *Paraphyllum primaevum* Lemoine. De asemenea, pereții verticali ai celulelor peritalului sînt întotdeauna rigizi, iar închiderile transversale groase, alte caractere care separă foarte bine *P. amphiroaeforme* (Rothpletz) de specia din cretacicul inferior.

Genul **Hemiphyllum** Lemoine, 1970

Hemiphyllum atacicum Lemoine

Un singur specimen al cărui hipotal, larg de 0,50—0,60 mm, este constituit din rînduri arcuite care se îndoaie spre exterior. Celulele au dimensiuni variabile: 0,020/0,030 mm în alternanță cu 0,010/0,015 mm. Peritalul este alcătuit din rînduri orizontale de celule măsurînd 0,008/0,010 mm.

Genul **Archaeolithothamnium** Rothpletz, 1891

Archaeolithothamnium cf. **brevium** Lemoine

Un singur exemplar cu dimensiunile sporangilor, în secțiune transversală, de 0,035 mm.

Familia **SOLENOPORACEAE**

Genul **Parachaetetes** Deninger, 1906

Parachaetetes sp.

pl. IV. fig. 2

Am găsit cîteva fragmente de alge aparținînd acestui gen. Dimensiunile celulelor la specimenul ilustrat în pl. IV, fig. 2 sînt : 0,030—0,035 lărgime și 0,040—0,050 înălțime.

LES ROCHES CARBONATÉES À *CORALLINACEAE* DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DU BASSIN DE RUSCA MONTANĂ

RÉSUMÉ

Les algues Corallinacées que nous présentons dans ce travail ont été trouvées dans quelques niveaux calcaires intercalés dans les formations du Crétacé supérieur du bassin de Rusca Montană, soit dans la partie supérieure des marnocalcaires turoniens-coniaciens (Valea Măgura, Valea Rusca), soit dans des sédiments glissés et accumulés en dépôt de type « wildflych » (Ruşchița, Ogașul cu Fosile).

Il existe quatre variétés de calcaires gréseux qui renferment des Corallinacées :

— Biointrasparrudites.
— Biomicrites accumulés à Calcisphères.
— Biosparites accumulés, tufitiques.
— Biointrasparrudites oolithiques.

L'espèce prédominante dans toutes ces variétés de roches calcaires est *Paraphyllum amphiroaeforme* (Rothpletz). Elle est associée à *Hemiphyllum atacicum* Lemoine. *Archaeolithothamnium* cf. *brevium* Lemoine, *Archaeolithothamnium* sp. et *Parachaetetes* sp.

BIBLIOGRAFIE

Bathurst R.G.C. (1976), *Carbonate seaiments and their diagenesis*, Elsevier Sci. Publ. Comp., Sec. ed., 658 p., Amsterdam.

Berthou P. Y., Poignant A. F. (1978), *Découverte de Corallinacées dans le Cénomanien inférieur du Sud-Ouest de la région de Lisbonne (Portugal)*, Conséquences. C. R. somm. Soc. Géol. Fr., **3**, 118—120, Paris.

Deloffre R., Poignant A. F., Teherani K. (1977), *Algues calcaires de l'Albo-Aptien au Paléocène de l'Iran Central*, Bull. Centre Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine, **1**, 1, 29—57, Pau.

Dincă Al. (1977), *Geologia Bazinului Rusca Montană. Partea de vest*, An. Inst. de Geol. și Geofiz., **LII**, p. 99—173, București.

Durand Delga M., Priou-Lacazedieu Annie, Poignant A. F., Raoult J. F. (1978), *Age crétacé des formations détritiques de la nappe ophiolitifère de Balagne (Haute-Corse) et ses conséquences*, C. R. Acad. Sci. Paris, *286*, D, 303—306, Paris.

Folk R. L. (1965), *Some aspects of recristalization in ancient limestones*, in : *Dolimitization and limestone diagenesis*, Soc. Ec. Paleont. and Mineral., Spec. Public., **13**, 14—48, Tulsa.

Lemoine P. (M^me) (1917), *Contributions à l'étude des Corallinacées fossiles. IV. Sur la présence du Lithophyllum amphiroeformis Rothpletz dans l'Albien de Vinport (Landes)*, Bull. Soc. Geol. France, **XVII**, *4*, 280—283, Paris.

Lemoine P. (M^me) (1939), *Les Algues calcaires fossiles de l'Algérie*, Mat. pour la Carte géol. de l'Algérie. (1), Paléont., **9**, 131, Macon.

Lemoine Marie (1970), *Les Algues Floridées calcaires du Crétacé du Sud de la France*, Arch. Mus. Nat. Hist. Nat., **X**, 7, 240, Paris.

Purdy E. G. (1968), *Carbonate diagenesis: en environmental survey*, Geologica Romana, **VII**, 183—228, Roma.

Primit în redacție în luna ianuarie 1981

Universitatea „Babeș-Bolyai" Cluj-Napoca
și
I.P.E.G. Banatul, Caransebeș

DATE NOI PRIVIND VÎRSTA „ȘISTURILOR VERZI" DIN ZONA PECENEAGA — DOROBANȚU (DOBROGEA CENTRALĂ)

DE

IOAN POPESCU, MARIA MĂRGĂRIT

Regiunea la care ne referim face parte din Dobrogea centrală, fiind situată în extremitatea de nord-vest a acesteia. Din punct de vedere geologic se remarcă larga dezvoltare a unor roci șistoase, în general verzui, care constituie cuvertura sedimentară, dispusă transgresiv peste un fundament de șisturi cristaline cunoscut la zi, în lungul faliei Peceneaga — Camena, spre sud-est de perimetrul cercetat.

Șisturile verzi au fost semnalate încă în secolul al-XIX-lea de către Peters (1896), care le considera drept tufuri diabazice. Pascu (1909), Motaș (1913), Murgoci (1914), Cantuniari (1917) și Bujor (1937) au efectuat studii petrografice amănunțite asupra șisturilor verzi, iar Atanasiu (1940) a remarcat faptul că acestea au o factură de fliș.

Pe de altă parte, Mrazec, Pascu (1912) și Macovei (1912) au studiat cadrul tectonic al Dobrogei, identificînd falia Peceneaga — Camena, element ruptural de o deosebită importanță în evoluția paleogeografică a regiunii în ansamblu.

După anul 1950, cu studiul Dobrogei centrale s-au ocupat O. și Elena Mirăuță (1957—1964), care au separat în cadrul „formațiunii șisturilor verzi" patru serii de roci de tip graywacke.

Cosma și colab. (1963—1976) identifică în baza „formațiunii șisturilor verzi" seria de Dorobanțu, iar în cadrul formațiunii propriu-zise, alte trei serii: Beidaud — Ceamurlia de Sus, Casimcea și Băltăgești — Sibioara. De menționat că pînă în prezent nu s-au efectuat lucrări de detaliu în perimetrul Peceneaga — Dorobanțu, cel mai apropiat perimetru fiind cel dintre Dorobanțu și Măgurele, studiat de O. Mirăuță (1957).

Problema care interesează în mod deosebit este cea legată de vîrsta atribuită acestor roci, foarte asemănătoare cu ceea ce s-a considerat șisturi verzi, asupra căreia s-au exprimat păreri foarte diferite.

Astfel, Macovei (1912) le atribuie silurianului, Murgoci precambrianului, iar Atanasiu (1940) le consideră precambriene și cambriene.

Ianovici și Giușcă (1962) atribuie precambrianului doar partea inferioară a formațiunii, iar O. și Elena Mirăuță consideră întreaga formațiune de vîrstă infracambriană (ripheană).

Pascu (1909) paralelizează șisturile verzi cu „formațiunea de Carapelit", iar Cosma (1959) consideră că seria de Beidaud — Ceamurlia de Sus este cambrian-siluriană, iar seriile superioare, carbonifer-permiene.

Determinările palinologice efectuate de Iliescu, pe probe prelevate de la Sibioara, din seria superioară a șisturilor verzi, deci dintr-o zonă situată mult mai la sud față de cea la care ne referim, au indicat o vîrstă infracambrian-cambrian inferioară. O vîrstă similară a acordat

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 28, P. 94—101, BUCUREȘTI, 1983

și Luță (comunicare verbală), pe probe prelevate de la sud-est de Cîrjelari, cu toate că între elementele determinate autoarea a menționat cîteva de floră continentală, reprezentate prin spori.

În acest fel, se confirmă vîrsta indicată de O. și Elena Mirăuță (1962) și acceptată ulterior de Cosma și colab. (1974) pentru șisturile verzi din părțile central-nord-estică și de sud ale Dobrogei centrale.

Determinările palinologice efectuate de noi, pe probe prelevate din roci șistoase, verzui, care aflorează între Peceneaga și Dorobanțu și care sînt foarte asemănătoare cu cele din „formațiunea șisturilor verzi, arată că acestea se situează la nivele superioare formațiunii amintite, avînd o vîrstă mult mai nouă, după cum se va arăta în continuare.

Observațiile de teren au permis separarea în cadrul perimetrului Peceneaga — Dorobanțu a două sectoare, în care formațiunile de cuvertură au caractere litologice ușor diferențiate și, din punct de vedere palinologic, conțin asociații microfloristice de vîrste diferite. Astfel, în partea de nord-vest a perimetrului, din Dealul lui Gim și Movila Cazacului spre sud, pînă în dealul Cardonului, care apare ca un pinten în versantul drept al Dunării, la Băltina, apar formațiuni sedimentare tipice, reprezentate prin gresii și argile dispuse alternativ, cu contacte, în general, transante, dar și cu treceri gradate și chiar cu îndințări intrafaciale între argile și gresii, acestea putînd îmbrăca și aspecte microconglomeratice.

Întreaga stivă de roci are o grosime de aproximativ 300—400 m. Acestea au o culoare predominant cenușie, cenușie-verzuie, cu nuanțe gălbui, uneori ușor maronii.

În ansamblu, aceste „șisturi verzi" din sectorul nord-vestic, deși asemănătoare cu șisturile verzi din restul Dobrogei centrale, prezintă caractere evidente de rocă sedimentară tînără, fiind diferite de rocile din apropierea planului faliei majore inverse Peceneaga — Camena, care sînt afectate de un ușor metamorfism dinamic (anchimetamorfism).

Probele palinologice prelevate din acest sector au pus în evidență o asociație alcătuită, în majoritate, din elemente fitoplanctonice de tip pteridofitic; lor li se adaugă și cîteva exemplare de chitinozoare, prin a căror prezență se facilitează stabilirea unei diagnoze de vîrstă asupra formațiunilor analizate.

Asociația determinată este alcătuită din următoarele genuri și specii; *Retusotriletes* sp., *Hymenotriletes* sp., cf. *Dictyotriletes* sp., *Azonomonoletes usitatus* Tch. var. *minuta* Tch., cf. *Anisozonomonoletes corniger* Tch., *Anisozonomonoletes varius* Tch., *A. varius* Tch. cf. var. *angularis* Tch., *Triletes* sp., *Leiopsophosphaera* aff. *truferus* Tch., *Trachypsophosphaera asemanta* Tch., *Brochopsophosphaera safes* Tch., *B. diligens* Tch., *Rugosopsophosphaera diversa* Tch., *Lophopsophosphaera safes* Tch., *Discina scabrosa* Tch., cf. *Hymenodiscina* sp., cf. *Rhabdochitina* sp., cf. *Lagenochitina* sp., *Palaeononites* sp., *Micrhystridium inconspicum*.

Remarcăm faptul că, în cadrul acestei asociații, o mare participare o au elementele fitoplanctonice față de cele provenite din flora continentală și, evident, față de chitinozoare. Dintre genurile și speciile determinate există unele care sînt citate în asociațiile ce caracterizează silurianul (*Leiopsophosphaera truferus*, *Rugosopsophosphaera diversa* și *Micrystridium inconspicum*, dintre acritarșe, și *Rhabdochitina* și *Lagenochitina*,

dintre chitinozoare); altele, alcătuind majoritatea, caracterizează un interval mai larg (silurian-devonian), dintre care amintim: *Brochopsophosphaera safes*, *Lophopsophosphaera safes*, *Trachypsophosphaera asemanta*, ca elemente fitoplanctonice, și chitinozoarul *Palaeononites*, citat din ordovicianul superior pînă în devonianul inferior (Stănoiu, Iliescu, 1976).

Sporii, reprezentați simbolic, se regăsesc totuși în asociații de vîrstă silurian-devonian inferioară.

În acest context, apreciem că seria terigenă, cu caractere flișoide din cadrul așa-zisei „formațiuni a șisturilor verzi", care se dezvoltă în partea de nord-vest a zonei Peceneaga — Dorobanțu, poate fi atribuitn intervalului silurain-devonian inferior.

La sud-est de sectorul prezentat, din vîrful Ioanei pînă în Movila de pe Derindești, apar roci asemănătoare „șisturilor verzi", dar mai dure, compacte și de culori mai închise, de la cenușiu-verzui, verzui-albăstrui pînă la vinețiu.

Și din acest sector s-au prelevat probe pentru determinări palinologice, prin a căror analiză s-a pus în evidentă un conținut microfloristic mai bogat, în comparație cu cel descris pentru sectorul anterior; în acest caz se remarcă o participare prioritară a sporilor față de elementele fitoplanctonice, asociația fiind alcătuită din următoarele genuri și specii: *Leiotriletes lentiliformis* Nadler, *L.* sp., *Retusotriletes* sp. cf. *R. communis* Naum., *R.* sp., *Dictyotriletes vimineus* Nekr., *D. lunatus* (Knox.) Serg., *D. muricatus* (Kosanké) Smith. Butt., *D.* sp., *Brochotriletes microlacunosus* Tch. cf. var. *famenensis* Tch., *Hymenozonotriletes* cf. *obscurus* Tch., *H. curvatus* Naum., *Lophozonotriletes famenensis* Naum., *Lophotriletes grumosus* Naum., *L. famenensis* (Naum.) cf. var. *minor* Tch., *Cornispora* aff. *varicornata* Stapl. Jonson, *Convolutispora* sp., *Reticulatisporites* sp., *R. reticulatus* Ibrahim, *R. planus* Hughes și Playf., cf. *Verrucosisporites cerosus* Hoff. Stapl. Butt., cf. *Perotriletes magnus* Hughes și Playf., *Rugospora* sp., *Spelaeotriletes* cf. *balteatus* (Playf.) Higgs., *Triquitrites* cf. *bransoni* Will. și Hoff., cf. *marginatus* Hoff. Stapl. Mal., cf. *Granulatisporites microgranifer* Ibrahim, *Cymatiosphaera* cf. *canadensis* Deunff., *Archaeotriletes* sp., *Corbulispora cancellata* (Waltz) Bharad. Venk., *C.* sp., *Secarisporites* sp., *Triletes* sp.

O simplă citire a acestei liste atrage atenția asupra participării net prioritare a sporilor față de fitoplancton, precum și asupra apariției sporilor cu exina acoperită cu un reticulum (*Reticulatisporites*, *Dictyotriletes*, *Convolutispora*). De asemenea, trebuie făcută mențiunea că cea mai mare parte a genurilor și speciilor enunțate se regăsesc în asociațiile ce caracterizează devonianul superior, la nivel de famenian; este adevărat că unele dintre acestea își încep evoluția ceva mai devreme (genurile *Brochotriletes*, *Retusotriletes*, *Archaeotriletes*, *Dictyotriletes*) sau altele care depășesc limita devonian-carbonifer (*Lophozonotriletes*, *Hymenozonotriletes* etc.).

În afară de genurile și speciile devonian superioare (*Lophotriletes famenensis*, *Lophozonotriletes famenensis*, *L. grumosus*, *Hymenozonotriletes obscurus*, *H. curvatus*, *Brochotriletes scrobiculosus*, *B. microlacunosus* var. *famenensis*, *Dictyotriletes vimineus*) o prezență semnificativă, din punct de vedere cronostratigrafic, o au elementele de floră continentală, citate

frecvent în literatura de specialitate pentru partea inferioară a carboniferului (*Convolutispora, Reticulatisporites reticulatus, R. planus, Spelaeotriletes, Triquitrites*).

Pe baza acestor observații, rezultă că aceste roci asemănătoare celor din „formațiunea șisturilor verzi", care aflorează în sectorul sud-estic al zonei Peceneaga — Dorobanțu, sînt situate la un nivel superior acestei formațiuni, respectiv în devonianul superior, cu trecere către carboniferul inferior.

Separarea celor două sectoare, pe baze litologice și palinologice, este susținută și de elementele tectonice, formațiunile din acest sector fiind larg cutate, sub forma unor structuri anticlinale și sinclinale, cu axe de șarnieră largi, caracterizate prin plonjuri axiale cu valori de 5—15° spre vest și, respectiv, vest-sud-vest.

Un rol important în crearea cadrului structural al regiunii l-a avut tectonica disjunctivă, activă încă din paleozoicul inferior, cînd s-a produs prăbușirea fundamentului ariei sinclinale Cîrjelari — Camena, în planul faliei majore inverse Peceneaga — Camena.

În timpul paleozoicului, regiunea a fost afectată și de alte sisteme de fracturi mai noi, iar cele vechi au fost reactivate, ceea ce a dus, în final, la crearea unui cadru structural foarte complicat, greu de precizat în momentul de față, datorită păturii de loess.

Studiul aerofotogrammetric ne-a permis, totuși, să schițăm și în aceste zone acoperite unele elemente tectonice majore.

Pe baza datelor palinologice și fotogeologice am încercat să schițăm cîteva etape în evoluția paleogeografică a regiunii, după cum urmează.

O primă etapă ar fi aceea în care peste fundamentul de șisturi cristaline, proterozoic superioare, s-au depus sedimente detritice ripheancambrian inferioare, atribuite seriilor inferioare ale formațiunii șisturilor verzi. În paleozoicul inferior (cambrian superior-ordovician?) s-a produs prăbușirea fundamentului ariei sinclinale Cîrjelari — Camena, la nord de planul faliei majore inverse Peceneaga — Camena, cînd a luat naștere bazinul paleozoic inferior, din partea de sud-vest a Dobrogei de nord, în timp ce în Dobrogea centrală, la sud-vest de falia Peceneaga — Camena, regiunea a fost probabil exondată, funcționînd ca arie emersă (fig. 1).

Într-o etapă ulterioară, în silurianul superior, apele din bazinul care ocupa partea de nord-est a Platformei Moesice au invadat nord-vestul uscatului Dobrogei centrale, timp în care s-au acumulat sedimente predominant terigene, asociate subordonat cu formațiuni calcaroase și material vulcanogen, provenit probabil în timpul unor erupții cu caracter exploziv (fig. 2).

Sedimentarea începută în silurianul superior a continuat și în devonianul inferior, așa cum o atestă și asociațiile palinologice, iar lipsa formațiunilor mai tinere o punem pe seama jocului pe verticală al compartimentelor și pe seama fenomenelor de eroziune.

Urmează o a treia etapă, în care are loc ridicarea sectorului nord-vestic, în planul faliei Valea Largă, în timp ce la sud-est se continuă acumularea de sedimente terigene, cu caractere flișoide, atribuite, în baza asociațiilor microfloristice, devonianului superior, cu trecere către carboniferul inferior (fig. 3).

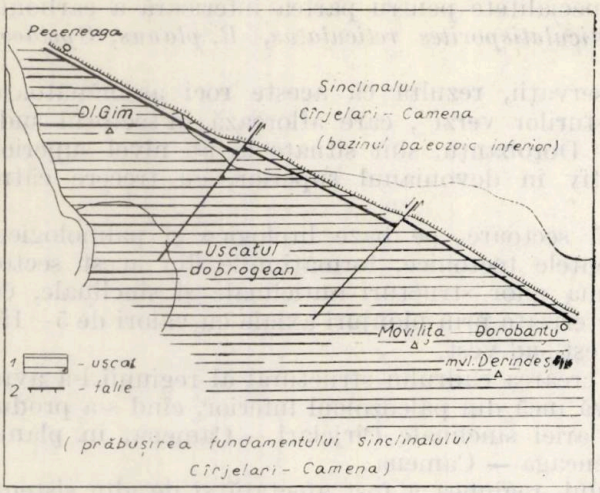


Fig. 1. — Situația paleogeografică a zonei Peceneaga — Camena în timpul cambrianului superior.

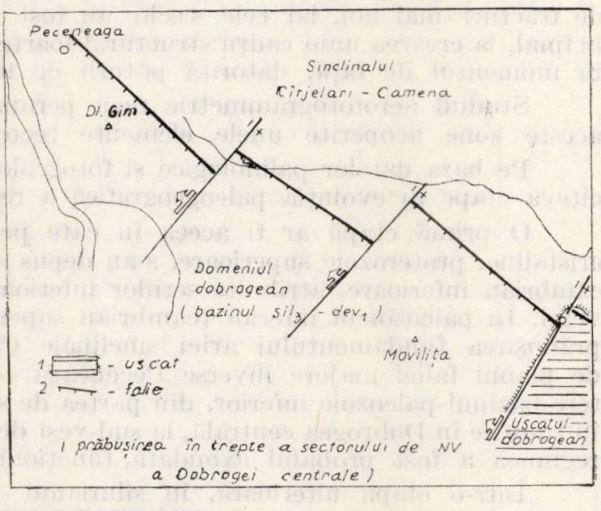


Fig. 2. — Situația paleogeografică a zonei Peceneaga — Camena în timpul silurianului superior-devonianului inferior.

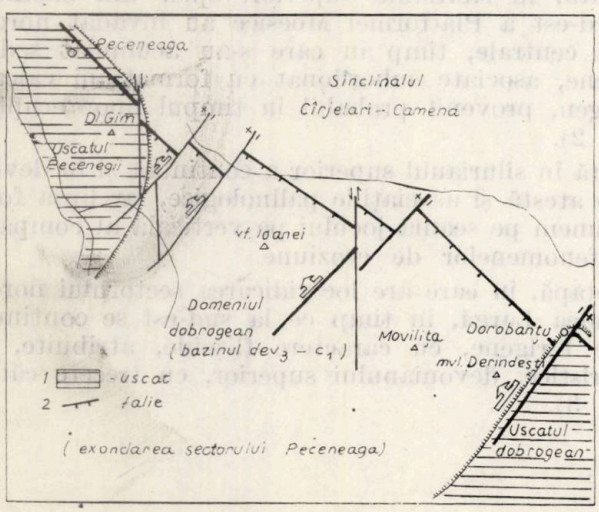
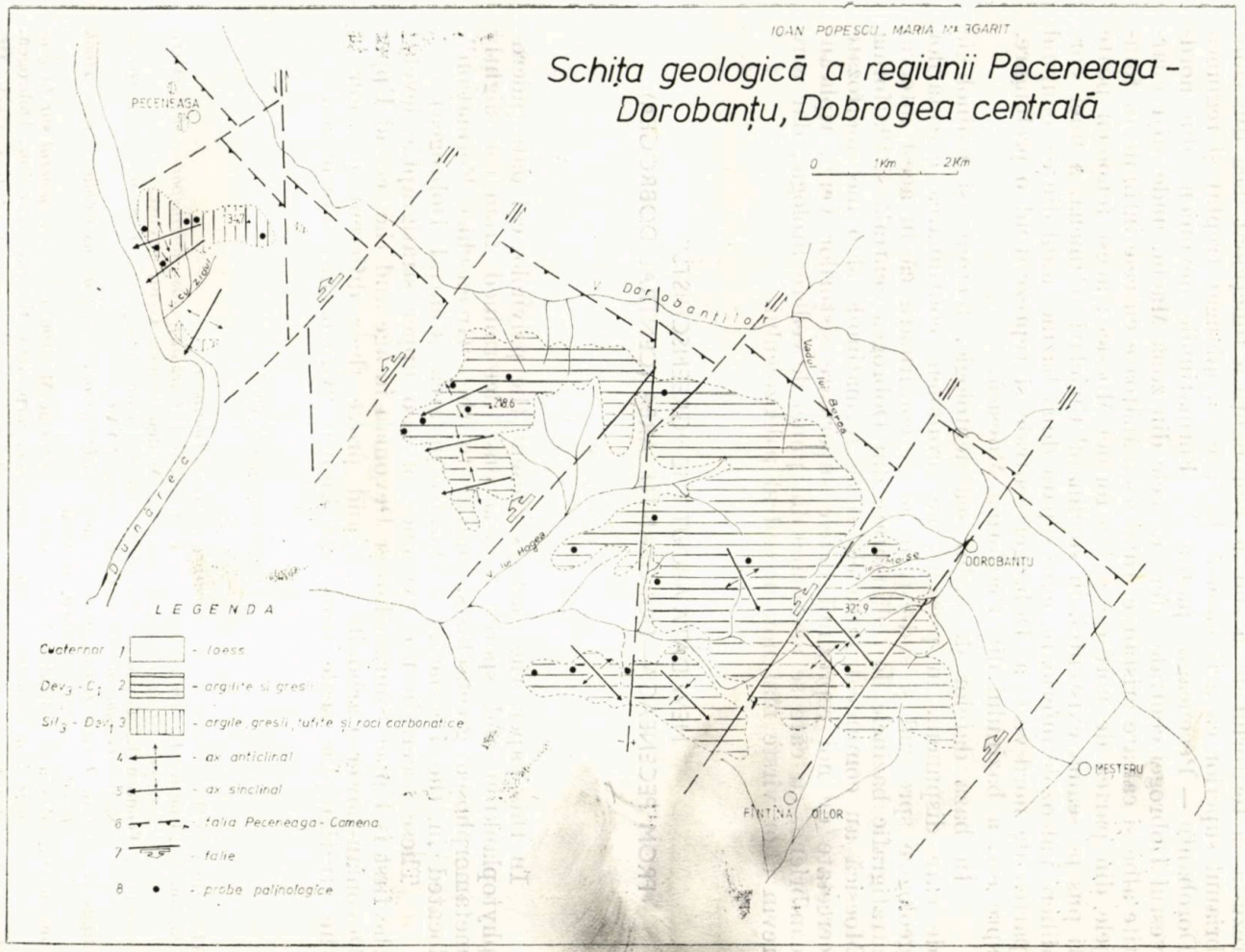


Fig. 3. — Situația paleogeografică a zonei Peceneaga — Camena în timpul devonianului superior—carboniferului inferior.

IOAN POPESCU, MARIA MARGARIT

Schița geologică a regiunii Peceneaga - Dorobanțu, Dobrogea centrală



Planșa I

Acordînd vîrsta riphean-cambrian inferioară pentru șisturile verzi din zona Dorobanțu — Măgurele, cum a considerat Mirăuță (1962), rezultă că teritoriul de la sud de Dorobanțu a funcționat încă din cambrianul superior ca arie emersă, la care s-a adăugat treptat și regiunea Dorobanțu — Peceneaga (planșa I). Formațiunile devoniene din nord-vestul Dobrogei centrale diferă de cele din zona Măcin, unde apar cuarțite albe și calcare cristaline, fiind asemănătoare cu cele întîlnite în forajele din partea de nord-est a Platformei Moesice; acest fenomen poate fi pus pe seama existenței, în sinclinalul Cîrjelari—Camena, a unei cordiliere paleozoic inferioare, care separă două bazine, unul din ele ocupînd partea de nord-vest a Dobrogei centrale și reprezentînd o prelungire, spre est, a bazinului din Platforma Moesică.

În baza datelor de ordin sedimentologic, tectonic și palinologic de care dispunem, în prezent, ne propunem continuarea cercetărilor geologice spre sud și sud-est, în ideea confirmării că în acest interval stratigrafic bazinele de sedimentare din Dobrogea centrală și Platforma Moesică au comunicat între ele și că formațiunile slab metamorfozate cercetate de noi reprezintă nivele superioare șisturilor verzi, riphean-cambriene, cu care se aseamănă din punct de vedere litologic, dar care revin unor vîrste mai noi, în cadrul paleozoicului.

NEW DATA ABOUT THE "GREENSCHISTS" FROM PECENEAGA—DOROBANȚU AREA (CENTRAL DOBROGEA)

SUMMARY

In this paper, the authors present the palynological data (microphytoplankton and spores associations) determined from the slightly metamorphosed greenschists, similar to the "Greenschist Formation", located in the Peceneaga — Dorobanțu area (Central Dobrogea).

These ascertain the existence of two upper stratigraphic levels: the first is Upper Silurian-Lower Devonian in age and the second Upper Devonian-Lower Carboniferous, and prove their different position in the stratigraphic scale from the known "Greenschist Formation".

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ

Atanasiu I. (1940), *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*.

Clayton G., Coquel R., Doubinger J. et al (1977), *Carboniferous microspores of Western Europe: illustration and zonation*, Meded Rijeka Geol. Dienst.

Cosma S., Teodoru I., Teodoru Camelia (1963), *Cercetări geologice în regiunea Ceamurlia de Sus — Dorobanțu*, D. S. Com. Geol., **XLVI**.

Higgs K. (1975), *Upper Devonian and Lower Carboniferous miospore assemblages from Hook Head*, County Wexford, Ireland.

Ianovici V., Giușcă D., Mutihac V., Mirăuță O., Chiriac M. (1961), *Aperçu général sur la géologie de la Dobrogea*, Congr. V-lea, Asoc. carp, -balc, Ghidul excursiilor. Dobrogea.

Macovei Gh. (1912), *Asupra liniei de încălecare Peceneaga — Camena*. D. S. Inst. Geol., **III**.

Mc Gregor D. C., Camfield M. (1967), *Upper Silurien? To Middle Devonian spores of the Moose River Basin, Ontario*, Pap. Geol. Surv. Can. bull. **263**.

Mirăuță O., Mirăuță Elena (1962), *Observații asupra structurii geologice a regiunii Baspunar — Camena — Ceamurlia de Sus*, D. S. Com. Geol., **XLIV**.

— (1965), *Cretacicul superior și fundamentul Bazinului Babadag*, An. Com. Geol., **XXXIII**.

Mrazec L., Pascu R. (1912), *Asupra liniei de încălecare Peceneaga — Camena*, D. S. Inst. geol. Rom., **II**.

Pascu R. (1909), *Răspîndirea șisturilor verzi, a jurasicului și neocretacicului în Dobrogea*, D. S. Inst. geol., **III**.

Petrescu J., Dragastan O., Olaru L. (1980), *Palinologie, cu aplicații în geologie*, Edit. didactică și pedagogică, București.

Playford G (1971), *Lower carboniferous spores from the Bonaparte Gulf Basin, Western Australia and Northern Territory*, Bull. 115 Bur. Miner. Resour. Geol. Geophis. Aust.

Sergheeva L. A. (1979), *Microfosilii verhnevo devona Dneprovsco-Donețkoi vpadini*, Kiev „Naukova Dumka".

Tchibrikova E. V. (1966), *Verhnefamenskie rastitelnîie microfosilii i izmenenie ih komplexov v zavisimosti ot litologhiceskovo sostava vmeșcialnșcih porod*, Iz. Nauka.

Turnau E. (1978), *Spore zonation of upper most Devonian and Lower Carboniferous deposits of Western Pomerania (North Poland)*, Meded Rijks Geol. Dienst.

Primit în redacție la 10 aprilie 1982

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice

ORGANISME EPILITE ȘI ENDOLITE DE LA SEIMENII MARI

DE

GERTRUDA RADO

Aflorimentul de la Seimenii Mari, de pe valea Boasgicului, reprezintă unicul punct cu depozite karpatiene, declarat pînă în prezent „rezervație geologică" în Dobrogea de sud. Este cel mai vechi punct cunoscut din această zonă, fiind menționat pentru prima dată în 1904 de Toula, sub denumirea de strate cu *Pecten*.

Cercetările ulterioare au pus în evidență în acest afloriment, ca și în alte puncte de apariție, bogăția de ostrei, care au format în miocen bancuri groase pînă la 0,5 m (Macovei, 1912; Atanasiu, Macovei, 1937; Chiriac, 1960, 1970; Rado, Pană, 1975).

Prezenta lucrare pune în evidență pentru prima dată rezultatele cercetărilor efectuate asupra valvelor de ostreide recoltate nu numai din rezervația geologică, dar și din aflorimentul ce apare pe malul Dunării. Prelevarea unui număr mare de valve a furnizat un bogat material pentru studiu.

Depozitele miocene de la Seimenii Mari sînt dispuse discordant peste suprafața de eroziune a nisipurilor albiene bogate în alectrionii, tuburi de folade, belemnitele. Ele sînt constituite la bază dintr-un nivel de pietriș (5—10 cm), care trece gradat în calcare concreționare foarte bogate în ostreide (0,50 m). Partea superioară a intercalației miocene este reprezentată prin calcar oolitic, concreționar (0,30 m) cu pectenide și ostreide (fig. 1).

Macrofauna abundentă, puțin variată generic, cuprinde bivalve conservate sub formă de mulaje interne și externe (*Anadara*, *Pitar*, *Loripes*, *Corbula* etc.), a căror determinare specifică este adesea dificilă. Singurele cochilii bine păstrate aparțin ostreidelor și pectenidelor.

Din aflorimentele menționate au fost prelevate circa 50 de valve de ostrei, întregi sau fragmentate, dintre care 32 sînt valve stîngi (inferioare) și 18 valve drepte (superioare).

Ostreidele aparțin genurilor *Crassostrea* și *Ostrea*, constituind o faună acumulată „in situ" în care valvele sînt de dimensiuni variate (de la 3 la 15 cm lungime), în toate stadiile de dezvoltare ontogenetică, majoritatea cu un contur oval. Formarea bancurilor cu ostreide în marea karpatiană dovedește existența, în acel timp, a unor condiții optime de dezvoltare. Probabil că după moartea animalelor însă, prin distrugerea ligamentului, valvele drepte s-au separat de cele stîngi, fiind ușor deplasate de mișcarea apei. Nu am întîlnit nici un exemplar cu ambele valve conservate.

Valvele de ostreide fosile, ca și cele actuale, au constituit un biotop natural pentru multe animale și plante sedentare care s-au fixat pe suprafața lor (epilite), sau și-au săpat adăpost în interiorul acestora (endolite).

Populația de ostreide fosile este asociată cu diferite organisme, ale căror schelete sau urme ale activității vitale s-au conservat : alge, spon-

gieri, briozoare, viermi, bivalve, artropode etc. În acest fel compoziția fosilelor asociate ostreidelor de la Seimenii Mari este destul de apropiată de cea a Mării Negre (biocenoza cu *Ostrea taurica*).

La studierea ostreidelor fosile se întîmpină de cele mai multe ori dificultatea aprecierii momentului instalării organismelor epilite și endolite. Astfel, este greu de stabilit dacă aceste vieţuitoare au fost contemporane cu animalul viu sau au aparținut altor generații.

Majoritatea exemplarelor fosile de *Crassostrea* și *Ostrea* de la Seimenii Mari prezintă urme ale organismelor epilite și endolite. Instalarea lor s-a făcut după moartea gazdelor, fapt dovedit de prezența acestor animale și plante atît pe suprafața externă, cît și pe cea internă a valvelor.

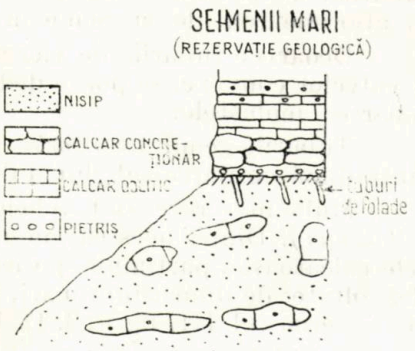


Fig. 1. — Secțiune prin depozitele rezervației geologice de la Seimenii Mari.

Scheletele calcaroase ale ostreidelor miocene, după moartea animalelor, au stat un timp mai îndelungat pe suprafața substratului, înainte de a fi înglobate în sediment, timp în care au fost deplasate de mișcarea apei și cele mai multe dintre ele întoarse cu partea internă a valvei spre exterior. Ele au servit drept suport animalelor fixate sau celor perforatoare în substratul dur. Acest fenomen este legat de o sedimentare redusă în zona în care au trăit ostreidele.

În comparație cu mediul actual, unde biocenozele bancurilor cu *Ostrea*, diferitele organisme epilite și endolite pot fi determinate specific, în cazul fosilelor se poate preciza de cele mai multe ori numai grupa sistematică, fără a avea certitudinea atribuirii generice și specifice.

Organismele epilite sînt reprezentate în materialul fosil prin briozoare, viermi și artropode.

Cele mai numeroase sînt briozoarele, deși din punct de vedere generic sînt puțin variate. Pe valvele ostreidelor fosile ele sînt fixate, fără nici o regulă, atît pe suprafața externă, cît și pe cea internă. La majoritatea exemplarelor studiate se constată predominarea coloniilor încrustante de *Membranipora*. Mult mai rare sînt coloniile masive, care pînă în prezent nu au putut fi determinate generic. Briozoarele aparțin exclusiv cheilostomatelor.

Valva dreaptă de *Ostrea digitalina* Dub. (pl. I, fig. 1) este aproape în întregime încrustată. Predomină briozoarele reprezentate atît prin zoarii încrustante cît și masive. Se mai întîlnesc și tuburi de viermi. Ele sugerează instalarea acestor organisme încă din timpul vieții animalului.

Pe unele exemplare de *Ostrea* se constată că instalarea coloniilor de *Membranipora* s-a făcut după ce acestea au fost parțial acoperite de tuburi calcaroase de viermi. Este deci de presupus că la început s-au fixat viermii, iar după un timp valvele rămase descoperite pe fundul bazinului au fost încrustate de zoariile de briozoare.

O altă grupă de animale epilite, foarte bine reprezentată pe valvele de ostreide de la Seimenii Mari, este cea a viermilor cu genurile caracteristice *Serpula* și *Spirorbis*.

Serpula este mult mai frecventă ; tuburile calcaroase ale acestui vierme au acoperit valvele în funcție de suprafața care era expusă pe substrat (pl. II, fig. 1, 2, 3, 4). Tuburile de *Serpula*, uneori foarte numeroase, sînt fixate unele peste altele, adesea puternic răsucite. Prezența tuburilor de *Serpula* se poate observa și pe valvele de *Chlamys*, numeroase în aflorimentele de la Seimenii Mari (pl. IV, fig. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7).

Deoarece tuburile de viermi sînt prezente numai pe partea externă a valvelor convexe, se poate deduce că și acestea au fost încrustate după moartea moluștelor.

Tuburile genului *Spirorbis* sînt mult mai rare și se identifică cu ușurință după înrularea tubului și după ornamentație (pl. II, fig. 2).

Mult mai rare sînt scheletele aparținînd crustaceelor cirripede (*Balanus*). Dintre acestea, pe unele valve, au putut fi identificate căsuțele calcaroase aparținînd speciei *Balanus concavus concavus* Bronn, bine dezvoltate, de dimensiuni mari, fixate atît pe suprafața externă, cît și pe cea internă (pl. III, fig.1 , 3, 4). Unele valve conservă numai placa bazală pe care se instalează *Balanus* (pl. III, fig. 2).

Din cele expuse rezultă că la Seimenii Mari, pe valvele de ostreide de vîrstă karpatiană s-au fixat, în mod cert după moartea animalelor, organisme epilite, care au găsit pe respectivele valve mediul favorabil dezvoltării : substratul strict necesar instalării, iar condițiile mediului le-au favorizat creșterea și înmulțirea în condiții optime.

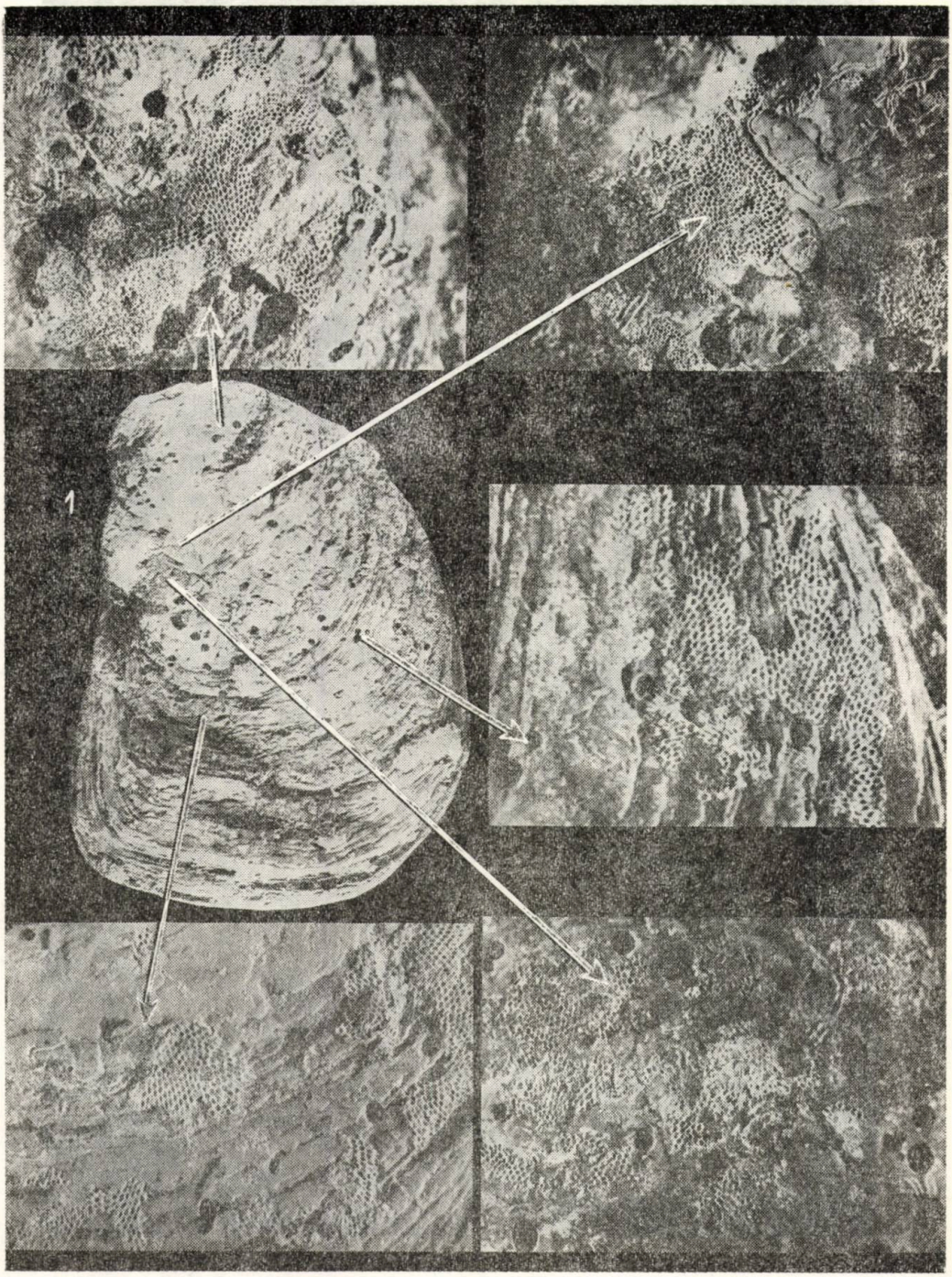
Între organismele endolite, pe ostreidele studiate, se pot observa canalicule fine care pot fi atribuite algelor cariante (cianoficee, cloroficee), dar determinarea generică și specifică este foarte dificilă.

Marea majoritate a valvelor de ostreide prezintă urme datorate spongierilor, care se comportă ca perforanți nu numai în scheletele animalelor calcaroase, ci și în rocile calcaroase. Se poate constata însă, ca și în mediul actual, preferința acestor animale pentru valvele mari și groase de *Crassostrea* și *Ostrea*. Genul *Cliona* este cel mai cunoscut spongier care atacă de preferință valvele de ostreide. Pe exemplarele prelevate în punctele de afloriment de la Seimenii Mari se pot observa numeroase orificii și canale care se datoresc activității acestui spongier (pl. I, fig. 1). Deși între cele două animale nu există relații biotice directe, perforațiile spongierului pot fi atît de numeroase încît să ducă la distrugerea parțială sau totală a valvelor calcaroase.

Existența unor astfel de perforații fără o localizare preferențială, pe părțile libere sau pe baza de fixare, pe suprafața externă sau internă a valvelor, sugerează instalarea animalului pe cochiliile indivizilor morți, după distrugerea părților organice și dezmembrarea valvelor.

Fig. 1. — Colonii de briozoare încrustante și masive, tuburi de *Serpula* și perforații de spongieri pe *Ostrea digitalina* Dub. ; × 4.

Planșa I



Planșa II

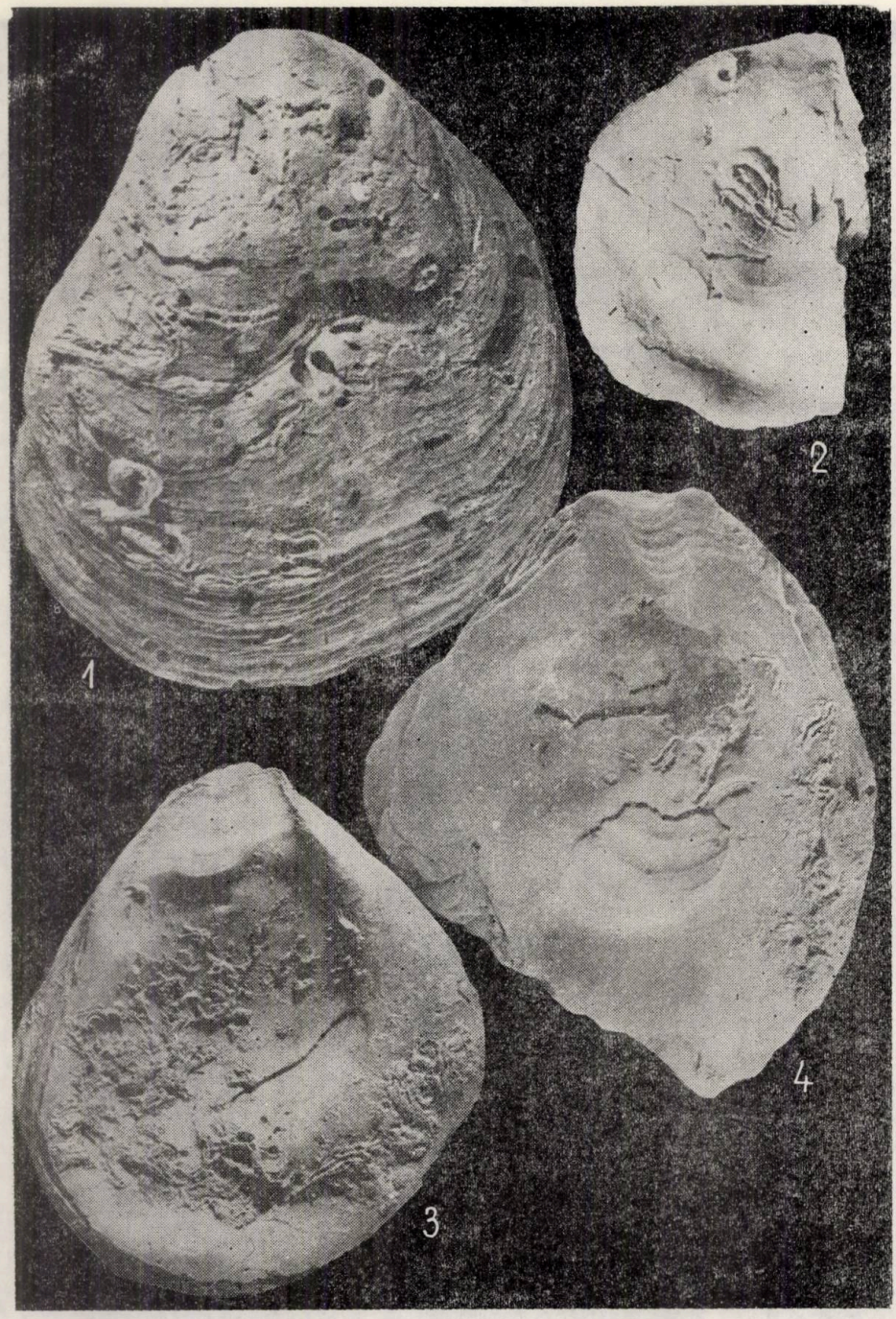


Fig. 1, 3, 4. — Tuburi de *Serpula* pe valve de ostreide; × 1.
Fig. 2. — Tuburi de *Spirorbis* și *Serpula* pe valvă de *Ostrea digitalina* Dub.; × 1.

Planșa III

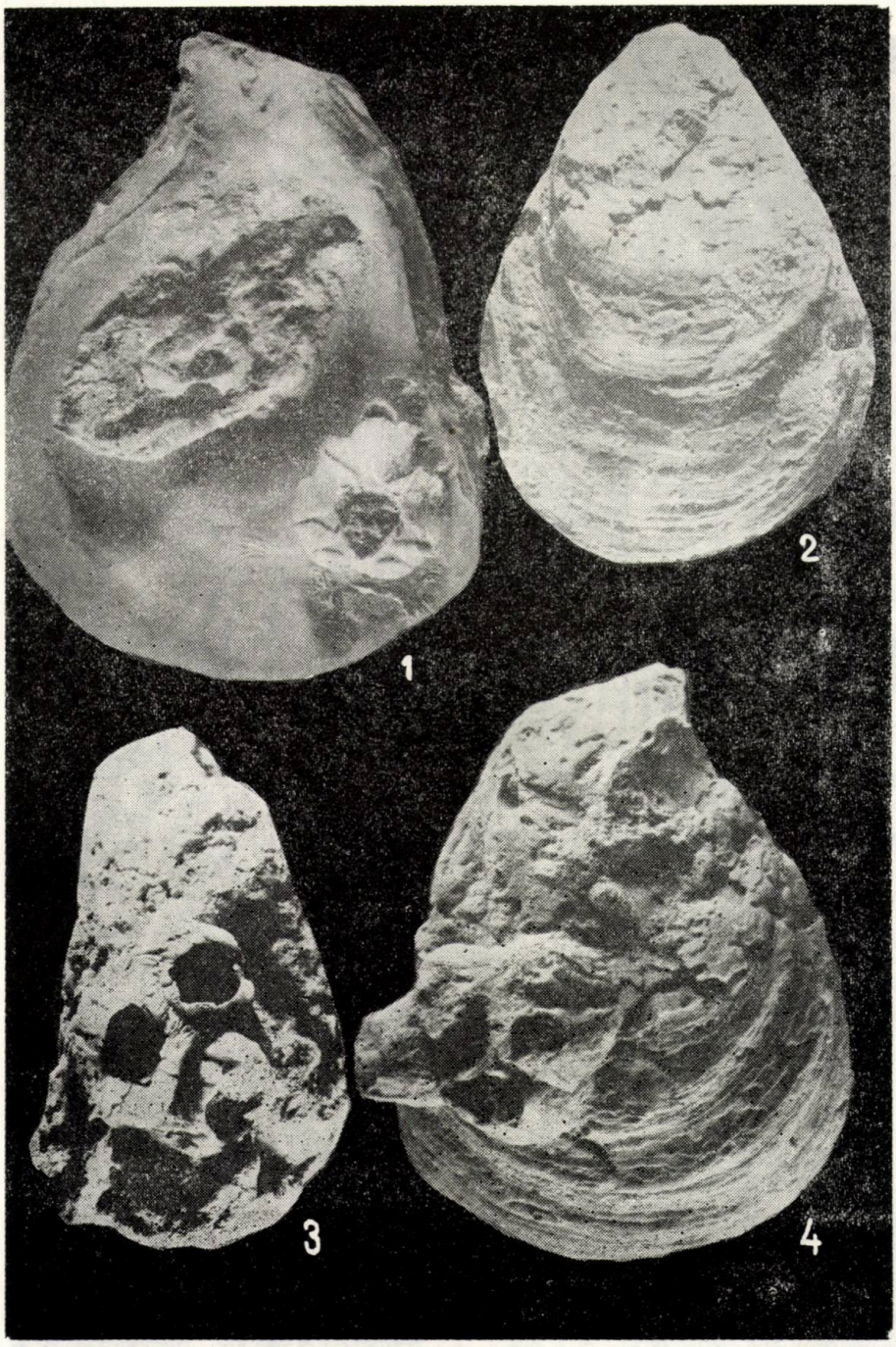


Fig. 1, 3, 4. — Căsuțe de *Balanus concavus concavus* Brom. pe *Crassostrea gryphoides gingensis* Schloth.; × 1.

Fig. 2. — Placa bazală de *Balanus* fixată pe *Ostrea digitalina* Dub.; × 1.

Planșa IV

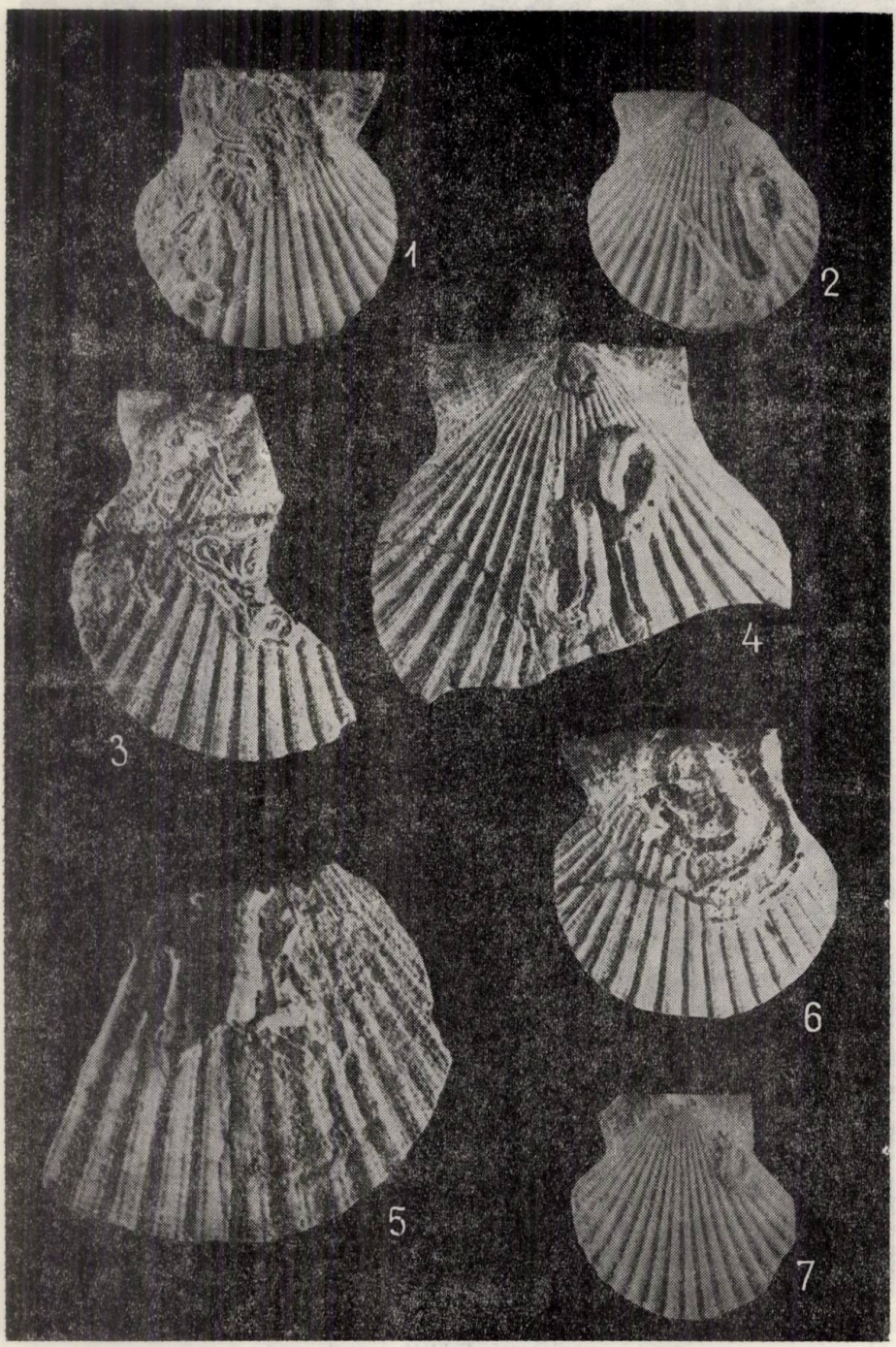


Fig. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7. — Tuburi de *Serpula* pe valve de *Chlamys domgeri* Mikh.; fig. 3, 4, 5, 6×2.

Între organismele endolite, pe populaţia ostreicolă fosilă, un loc important îl ocupă bivalvele litofage. Aceste moluşte perforează scheletele animalelor moarte cînd nu găsesc un substrat calcaros pe care să se instaleze.

Ostreidele din depozitele karpatiene au oferit condiţii favorabile instalării litofagelor. Deşi perforaţiile nu sînt prea numeroase, ele se concentrează în părţile masive ale valvelor. Unele dintre aceste perforaţii se găsesc situate în apropierea umbonelui. Cele mai multe sînt contonate în grosimea valvelor, pe partea internă a marginilor inferioare sau posterioare de *Crassostrea* sau *Ostrea*. Niciodată litofagele nu perforează cochiliile în întregime, de la un capăt la altul. Cu toate acestea, ele provoacă suficiente distrugeri valvelor pe care se instalează.

În calcarele cu ostreide de la Seimenii Mari, exemplarele întregi sau aproape întregi prezintă numeroase perforaţii datorită activităţii organismelor endolite. Pe lîngă acestea, în materialul detritic care umple cavitatea ostreidelor se găsesc fragmente de diferite dimensiuni, aparţinînd aceloraşi organisme, cu numeroase perforaţii şi canale.

Aceste date confirmă presupunerea că după moartea faunei ostrocole, cel puţin pentru unele specimene, valvele atacate de endolite (animale şi plante) au fost distruse pînă la transformarea în fragmente, constituind, alături de particulele minerale, sedimentul care a acoperit celelalte valve.

Aflorimentele de la Seimenii Mari constituie punctele de pe teritoriul Dobrogei de sud în care au fost identificate cele mai numeroase organisme epilite şi endolite.

ORGANISMES ÉPILITHES ET ENDOLITHES MIOCÈNES DE SEIMENII MARI

RÉSUMÉ

Les dépôts miocènes de Seimenii Mari sont représentés par des calcaires concrétionnaires avec de nombreuses huîtres constituées en bancs très bien conservés (fig. 1).

Les tests calcaires des huîtres ont servi pour substrat à de nombreux animaux ou plantes sédentaires, qui se fixent à la surface (épilithes) ou qui s'y creusent un abrit (endolithes).

Sur les huîtres miocènes de Seimenii Mari on peut identifier les restes des algues, éponges, bryozoaires, lamellibranches, annélides, arthropodes, qui sont étudiés pour la première fois.

Sur les tests des huîtres les animaux et végétaux épilithes et endolithes sont localisés de façon quelconque, aussi bien sur les parties libres du test, que sur l'aire de fixation, à l'intérieur comme à l'extérieur, ce qui conduit à la conclusion que les animaux se sont développés sur les tests d'individus morts.

La présence des organismes épi- et endolithes sur les huîtres de Seimenii Mari est liée aussi à une sédimentation réduite, qui a permis leur installation et l'absence d'un substrat solide dans le bassin miocène de la Dobroudja du Sud.

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ

Ager D. (1963), *Principles of Paleoecology*, Mc. Grow-Hill Book Comp., Londra.

Chiriac M. (1960), *Asupra unor noi iviri de tortonian în Dobrogea de sud*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Ser. geologie, **V**, *1*.

Chiriac M. (1970), *Răspîndirea și faciesurile tortonianului în Dobrogea de sud*, D. S. șed., **LVI**, Stratigrafie.

Hekker R. F. și colab. (1962), *Ferganski zaliv paleogenovo morea Srednei Asii*, Izd. Akad. Nauk, **2**, Moscova.

Laurain M. (1971), *Aperçu sur l'ecologie des Ostrea et Crassostrea. Application aux huîtres de Faluns du Miocène de la Loire*, Trav. Lab. Paleont., Paris.

Macovei Gh., (1912), *Asupra prezenței primului etaj mediteranean în Dobrogea de sud*, Inst. geol. Rom., **III**.

Macovei Gh., Atanasiu I. (1937), *Quelques affleurements du Méditerranéen dans la Dobrogea de sud*, C. R. Sci. Inst. Géol. Roum., **XXI**.

Rado Gertruda, Pană Ioana (1975), *La présence du genre Rzehakia en Roumanie*, VIth Congr. Reg. Com. on Medit. Neog. Strat., Bratislava.

Primit în redacție în luna aprilie 1981

Universitatea București
Facultatea de geologie-geografie

STUDIUL FORAMINIFERELOR MARI DIN DEPOZITELE EOCENE DE LA ALBEȘTI (NV CÎMPULUNG MUSCEL)

DE

NIȚA TĂTĂRÂM

Sînt cunoscute de multă vreme contribuțiile aduse de unii dintre întemeietorii școlii geologice românești (Gr. Ștefănescu, 1864, 1885; V. Popovici-Hatzeg, 1896; 1898; Sabba Ștefănescu, 1897 și I. Popescu-Voitești, 1909, 1910), care, pentru trasarea unor concluzii stratigrafice privind paleogenul din această regiune și din restul Depresiunii Getice, au studiat faunele de foraminifere mari, brahiopode, artropode, echinoderme, pești etc. din calcarele de la Albești. Mult mai tîrziu, în 1963, Bombiță, în lucrarea *Contribuții la cunoașterea eocenului epicontinental din R.P. Română*, arată că depozitele calcaroase au vîrsta ypresian-lutețian inferioară, iar în 1968 Tătărâm în lucrarea *Eocenul superior de la Albești* semnalează pentru prima dată o asociație eocen superioară în nisipurile și gresiile calcaroase care se așternu transgresiv peste calcarele organogene ypresian-lutețian inferioare în cariera principală din Albești. Ultimii doi autori s-au bazat pe analiza unor asociații de foraminifere mari (numuliți, asiline, operculine etc.).

Menționăm că noi posedăm un material bogat prelevat din formațiunile eocene care apar în regiunea Cîndești—Albești—Bughea de Sus—Bughea de Jos încă din vara anului 1960.

Cu prilejul reluării studiilor din zona Albești (Cîmpulung Muscel), pentru elaborarea hărții geologice 1 :50000, ne-am propus să studiem aceste probe pentru a elucida și o altă problemă : existența sau inexistența lutețianului superior în acest sector al domeniului de sedimentare carpatic.

Pentru început am determinat fauna din probele prelevate din zona localității Albești, unde formațiunile eocene se dispun transgresiv peste marnele senoniene cu inocerami, amoniți etc. sau peste șisturi cristaline (seria de Leaota).

Succesiunea eocenă începe prin gresii calcaroase, care suportă microconglomerate cu elemente de cuarț prinse într-un ciment bogat grezocalcaros, peste care stau conglomerate polimictice și apoi calcare zoogene. Acestea din urmă prezintă treceri gradate de la calcare glauconitice sau calcare albe cu pete roșcate foarte bogate în foraminifere mari la calcare grezoase sau calcare compacte mai slab fosilifere, între care—local—sînt unele intercalații de gresii sau conglomerate. În cariera principală de la Albești, peste calcarele zoogene se dispun nisipuri argiloase nefosilifere, care trec către partea superioară la gresii calcaroase slab glauconitice cu macroforaminifere și nisipuri de asemenea fosilifere (macroforaminifere, briozoare).

În depozitele detritice din baza formațiunilor eocene, care sînt mai slab fosilifere, am identificat cîteva specii de numuliți *(Nummu-*

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 28, P. 111— 115, BUCUREȘTI, 1983

lites murchisoni, *N. distans)* și unele microforaminifere (*Nodosaria* sp., miliolide).

Calcarele glauconitice de peste bancul de conglomerate cuprind speciile : *Nummulites planulatus* (Lamarck), *N. bolcensis* M. Chalmas, *N. globulus* Leymerie, *N. nitidus* de la Harpe, *N. irregularis* Deshayes, *N. pratti* d'Archiac et Haime, *N. distans* Deshayes, *Operculina parva* Douvillé et O'Gorman, *Discocyclina* cf. *augustae* Weijden. Această asociație este asemănătoare acelora care se găsesc în depozitele cuisianului superior din bazinele paleogene dependente de Mesogea. Vîrsta este precizată de prezența speciilor caracteristice acestui etaj : *Nummulites planulatus* și *N. bolcensis*. Celelalte specii, după cum reiese din repartiția stratigrafică a foraminiferelor mari (tabelul nr. 1), au trăit un interval mai mare de timp.

În calcarele zoogene care urmează, unele mai slab fosilifere, altele cu aspect lumașelic, asociațiile sînt în general specifice lutețianului inferior. Lista centralizată a speciilor determinate cuprinde : *Nummulites exilis* Douvillé, *N. globulus* Leymerie, *N. atacicus* Leymerie, *N. rotularius* Deshayes, *N. nitidus* de la Harpe, *N. partschi* de la Harpe, *N. murchisoni* Rütim, *N. irregularis* Deshayes, *N. pratti* d'Archiac et Haime, *N. distans* Deshayes, *N. anomalus* de la Harpe, *N. millecaput* Boubée, *Operculina parva* Douvillé et O'Gorman, *O. alpina* Douvillé, *Assilina exponens* (Sowerby), *Discocyclina archiaci* (Schlumberger), *D. nummulitica* (Gümbel), *D.* cf. *pratti* (Michelin), *D. roberti* Douvillé *D. augustae* Weijden, *Asterocyclina stella* Gümbel, *Actinocyclina* sp.

Ca frecvență predomină în unele probe *Nummulites globulus*, în altele *Nummulites murchisoni* sau *N. distans*, iar în cîteva probe sînt mai numeroase discociclinele. Prezența, deși în număr redus, a exemplarelor de *Nummulites exilis*, care caracterizează cuisianul, dar care se continuă și în lutețianul inferior, ca și a speciilor *Nummulites murchisoni*, *N. distans*, *N. irregularis* etc., care ating dezvoltarea lor maximă în lutețianul inferior, pledează pentru atribuirea vîrstei lutețian inferioară acestor depozite. Restul speciilor se cunosc pe un interval stratigrafic mai larg (tabelul nr. 1).

Gresiile calcaroase slab gluconitice și nisipurile fosilifere ce se așternpeste calcarele zoogene lutețian inferioare conțin : *Nummulites pulchellus* Hantken, *N. chavannesi* de la Harpe, *N.* cf. *chavannesi* de la Harpe, *N. budensis* Hantken, *N.* cf. *budensis* Hantken, *N. incrassatus incrassatus* de la Harpe, *N. incrassatus ramondiformis* de la Harpe, *N.* cf. *anomalus* de la Harpe, *N. variolarius* (Lamarck), *N. distans* Deshayes, *N. millecaput* Boubée, *Operculina* sp., *Heterostegina* (*Grzybowskia*) sp., *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp., briozoare.

După cum am arătat în lucrarea publicată anterior (Tătărâm, 1968), asociația sus-menționată este caracteristică eocenului superior în bazinele clasice. Vîrsta eocen superioară este indicată în special de *Nummulites pulchellus*, *N. chavannesi*, *N. budensis* și *Grzybowskia*. Celelalte specii se cunosc fie în tot eocenul, fie numai în lutețian și priabonian sau începînd din lutețianul superior pînă în oligocen inclusiv (tabelul nr. 1). *Nummulites distans* și *N. millecaput* prezintă caractere de remaniere.

Tabelul nr. 1

Repartiția stratigrafică a foraminiferelor mari din eocenul de la Albești (NV Cîmpulung Muscel)

Nr. crt.	Denumirea speciilor	Bazinele dependente de Mesogea								Albești			
		Pal. sup.	Eocen						Olig.	Eocen			
		I	C_i	C_s	L_i	L_s	P_i	P_s		C_3	L_i	L_s	P
1.×	*Nummulites exilis* Douv.	×	×	×	×	—	—	—	—	—	×	—	—
2.+	,, *bolcensis* M. Chalmas	×	×	×	—	—	—	—	—	×	—	—	—
3.	,, *planulatus* (Lamk.)	—	×	×	—	—	—	—	—	×	—	—	—
4.×	,, *globulus* Leym.	×	×	×	×	×	×	—	—	×	×	—	—
5.×	,, *atacicus* Leym.	×	×	×	×	×	×	—	—	—	×	—	—
6.×	,, *rotularius* Desh.	×	×	×	×	×	×	—	—	—	×	—	—
7.×	,, *nitidus* de la Harpe	×	×	×	×	×	—	—	—	×	×	—	—
8.×	,, *partschi* ,, ,, ,,	—	×	×	×	×	×	—	—	—	×	—	—
9.	,, *murchisoni* Rütim.	—	×	×	×	×	—	—	—	—	×	—	—
10.+	,, *irregularis* Desh.	—	×	×	×	×	—	—	—	×	×	—	—
11. +	,, *pratti* d'Arch. et Haime	—	—	×	×	×	—	—	—	×	×	—	—
12.+	,, *distans* Desh.	—	—	×	×	×	×	—	—	×	×	—	—
13.×	,, *anomalus* de la Harpe	—	—	—	×	×	×	—	—	—	×	—	×
14.×	,, *millecaput* Boubée	—	—	—	×	×	×	—	—	—	×	—	—
15.	,, *variolarius* (Lamk.)	—	×	×	×	×	×	—	—	—	—	—	×
16.	,, *incrassatus incrassatus* de la Harpe	—	—	—	—	×	×	×	×	—	—	—	×
17.	,, *incrassatus ramondiformis* de la Harpe	—	—	—	—	×	×	×	×	—	—	—	×
18.	,, *pulchellus* Hantk.	—	—	—	—	—	×	×	—	—	—	—	×
19.	,, *chavannesi* de la Harpe	—	—	—	—	—	×	×	—	—	—	—	×
20.	,, cf. *chavannesi* de la Harpe	—	—	—	—	—	×	×	—	—	—	—	×
21.	,, *budensis* Hantk.	—	—	—	—	—	×	×	×	—	—	—	×
22.	,, cf. *budensis* Hantk.	—	—	—	—	—	×	×	×	—	—	—	×
23.+×	*Operculina parva* Douv. et O'Gorman	×	×	×	—	—	—	—	—	×	×	—	—
24.×	,, *alpina* Douv.	—	—	—	×	×	×	×	—	—	×	—	—
25.	*Assilina exponens* (Sow.)	—	—	—	×	×	×	—	—	—	×	—	—
26.×	*Discocyclina archiaci* (Schlumb).	—	×	×	×	×	×	×	—	—	×	—	—
27.×	,, *nummulitica* (Gümb.)	—	—	—	×	×	×	×	—	—	×	—	—
28.×	,, cf. *pratti* (Michelin)	—	—	—	—	×	×	—	—	—	×	—	—
29.×	,, *roberti* Douv.	—	×	×	×	×	×	—	—	—	×	—	—
30.+×	,, *augustae* Weijden	—	×	×	×	×	×	×	—	×	×	—	—
31.×	*Asterocyclina stella* Gümb.	×	×	×	×	×	×	×	—	—	×	—	—
32.×	*Actinocyclina* sp.	—	—	×	×	×	×	×	—	—	×	—	—
33.	*Heterostegina* (Grzybowskia) sp.	—	—	—	—	—	×	×	—	—	—	—	×

Pal. sup., paleocen superior; *Olig.*, oligocen; *I*, ilerdian; C_i, cuisian inferior; C_s, cuisian superior; L_i, luteţian inferior; L_s, luteţian superior; P_i, priabonian inferior; P_s, priabonian superior; *P*, priabonian; 2. +, 10. + etc., specii menţionate pentru prima dată în asociaţia cuisiană; 1.×, 4.× etc, specii menţionate pentru prima dată în asociaţia luteţian inferioară.

Menționăm faptul că, în afară de foraminifere mari, depozitele eocene mai conțin : microforaminifere, briozoare, brahiopode, artropode, echinoderme, pești, fragmente scheletice de mamifere (*Sirenidae*).

Menționăm, de asemenea, că marea majoritate a speciilor de foraminifere mari determinate din depozitele de la Albești se găsesc în depozitele eocene din regiunile carpatice și din Dobrogea de sud (Bombiță, 1964, 1973 ; Ionesi, 1971 ; Tătărâm, 1972, 1979, 1981), ceea ce indică legături paleogeografice largi între aceste domenii de sedimentare, care se încadrează în vastul bazin mesogean.

În concluzie, în zona localității Albești transgresiunea marină paleogenă începe în cuisianul superior, regimul marin menținîndu-se și în lutețianul inferior. După o exondare de scurtă durată, în timpul lutețianului superior, regiunea este acoperită din nou de mare în priabonian.

Comparativ cu numărul de specii menționate în cuisian și lutețianul inferior din perimetrul Cîndești — Albești — Bughea de Sus de către autorii anteriori în ultimele două decenii (Bombiță, 1963 ; *Explicațiile la Harta geologică a R. S. România*, scara 1 : 200000, foaia Tîrgoviște, 1968), noi am identificat în plus încă 6 specii în cuisianul superior și 17 specii în lutețianul inferior, îmbogățind astfel inventarul paleontologic pentru zona localității Albești.

L'ÉTUDE DES GRANDS FORAMINIFÈRES DES DÉPÔTS ÉOCÈNES D'ALBEȘTI (NW CIMPULUNG-MUSCEL)

RÉSUMÉ

Le recommencement des études sur les formations géologiques de la région Cîmpulung — Muscel a occasionné la révision de la faune de grands Foraminifères des dépôts d'Albești. Les associations identifiées sont caractéristiques au Cuisien supérieur, au Lutétien inférieur et au Priabonien. Ces associations confirment les âges attribués aux dépôts pendant ces dernières années (Gh. Bombiță, 1963, N. Tătărâm, 1968, la Carte géologique 1 : 200.000 — Tîrgoviște, 1968).

De ces études il résulte que dans cette région la transgression marine paléogène commence dans le Cuisien supérieur ; le régime marin se continue pendant le Lutétien inférieur. Après une brève exondation (Lutétien supérieur) la région est de nouveau immergée dans le Priabonien.

Les ressemblances des associations de grands Foraminifères d'Albești avec les associations des autres régions carpatiques et Dobrogea méridionale ont été soulignées. Ces ressemblances attestent les larges liaisons paléogéographiques dans ces directions.

Les études actuelles ont enrichi l'inventaire paléontologique de la zone Albești avec 6 espèces pour le Cuisien supérieur et 17 espèces pour le Lutétien inférieur (tableau 1).

BIBLIOGRAFIE

Belmustakov E. (1959), *Golemi foraminiferi*, Fosilite na Bălgaria, **VI**, *Paleogen*, Izd. Ak.

Bieda F. (1963), *Duze otwornice eocenu Tatrzanskiego*, Inst Geol., Prace **XXXVI**, Warszawa.

Blondeau A. (1972), *Les Nummulites*, Paris.

Bombiță Gh. (1963), *Contribuții la corelarea eocenului epicontinental în R.P. România*, Edit. Academiei, București.

— (1964), *Contribuții la studiul stratigrafic al depozitelor eocene din Dobrogea cu privire specială asupra faunei de numuliți și asiline*, An. Com. Geol., **XXXIII**.

— (1973), *Macroforaminifères des Carpates Orientales : leur position et leur signification stratigraphique*, Eclogae geol. Helvetiae, **66**, *2*.

Ionesi L. (1971), *Flișul paleogen din bazinul văii Moldovei*, Edit. Academiei, București.

Kacharava Z. D. (1975), *Eotsenovie nummulity Trialeti i ih stratigrafitcheskoe znatchenie*, Ak. Nauk. Gruzinskoi S.S.R., Inst. Palentologii, Tbilisi.

Kapellos C., Schaub H. (1973), *Zur Korrelation von Biozonierung mit Grossforaminiferen und Nannoplancton im Paläogen von Pyrenäen*, Eclogae geol. Helvetiae, **66**, *3*.

Nemkov G. I. (1967), *Nummulitidy sovetskovo soiuza i ih biostratigrafitcheskoe znatchenie*, Izd. „Nauka", Moskva.

Popescu-Voitești I. (1909), *Contribuții la studiul geologic și paleontologic al regiunii Muscelelor dintre Dîmbovița și Olt*, An. Inst. Geol., **II**, *3*.

— (1910), *Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique de la Dépression gétique.*, An. Inst. geol., **III**, *2*.

Popovici-Hatzeg V. (1896), *Couches nummulitiques d'Albești (Roumanie)*, B.S.F.G. Paris, **XXIV**, *3*, 247.

Popovici-Hatzeg V. (1898), *Étude géologique des environs de Cîmpulung et de Sinaia (Roumanie)*, Paris.

Ștefănescu Gr. (1864), *Marmora statuară din Valea Doamnei*, Rev. științifică, **I** (1870), București.

— (1885), *Geologia județului Muscel (Relațiune sumară de lucrările Biroului geologic în campania anului 1884)*, An. bir. geol., *1* (1884), București.

Ștefănescu Sabba (1897), *Études sur les terrains tertiaires de Roumanie. Contributions à l'étude stratigraphique*, Thèse, Lille.

Tătărâm Nița (1968), *Eocenul superior de la Albești (NV Cîmpulung-Muscel)*, Anal. Univ. București, seria Șt. nat., geol., geogr., *1*.

— (1972), *Rezultatele principale ale studiului foraminiferelor mari din eocenul regiunilor carpatice*, Anal. Univ. București, Geologie.

— (1979), *Asociații de foraminifere mari în zona flișului de la curbura Carpaților, Considerații biostratigrafice și paleogeografice*, St. cerc. geol., geof., geogr., Geologie, **24**.

— (1981), *Les grands Foraminifères du Cuisien et du Lutétien inférieur et supérieur de la Dobrogea méridionale*, Rev. roum. Géol., Géoph., Géogr., Géologie, **25**.

*** *Harta geologică a R.S. România, 1 : 200 000*, Comitetul de Stat al Geologiei, Inst. geol., foaia Tîrgoviște, București, 1968.

Primit în redacție la 9 martie 1982.

Universitatea București
Facultatea de geologie-geografie

CONSIDERAȚII ASUPRA FAUNEI COMPLEXULUI CĂRBUNOS AL DACIANULUI DIN DEPRESIUNEA GETICĂ (OLTENIA)

DE

IOAN PAPAIANOPOL, VICTORIA LUBENESCU

Depozitele daciene care afloreză în Depresiunea Getică de pe teritoriul Olteniei prezintă un interes deosebit atît din punct de vedere biostratigrafic, cît și din punct de vedere practic. Interesul practic rezidă din existența în succesiunile stratigrafice ale dacianului a unor intercalații de lignit, care se exploatează astăzi în numeroase perimetre miniere, fie în cariere, fie în subteran.

Limita biostratigrafică dintre ponțian și dacian este de obicei ușor de surprins în Oltenia, exceptînd însă anumite sectoare, cum este de exemplu cel dintre Luncavăț și Olteț, unde aceasta este mai puțin tranșantă.

Un reper foarte bun pentru precizarea poziției stratigrafice a cărbunilor dacieni din Depresiunea Getică de pe teritoriul Olteniei, identificabil atît la suprafață cît și în foraje, este bancul fosilifer, de cele mai multe ori cu caracter lumașelic, care apare în culcușul stratului I de lignit dintre Olt și Gilort și între stratele IV și V de cărbune la vest de valea Jiului. Semnificația nivelului fosilifer menționat este cu atît mai mare dacă avem în vedere nu numai poziția sa constantă în cadrul complexului cărbunos din dacian, ci și răspîndirea sa areală.

În ultimul timp, asupra poziției stratigrafice a unor intercalații de cărbuni dacieni din Oltenia, ca și asupra vîrstei unor nivele fosilifere din cadrul dacianului au fost emise puncte de vedere deosebite.

Ca urmare a cercetărilor pe care le-am întreprins asupra depozitelor neogen superioare din Depresiunea Getică (Oltenia) am considerat (I.P.) că atît fauna nivelului fosilifer de sub stratul I de cărbune dintre Olt și Gilort, cît și fauna orizontului fosilifer dintre stratele IV și V de lignit de la vest de valea Jiului indică vîrsta dacian inferioară (gețian) a nivelelor fosilifere menționate (Motaș și colab., 1979 [1]; Motaș și colab., 1980 [2]; Papaianopol și colab., 1981 [3]; Papaianopol și colab., 1982[4]).

Între Olt și Gilort nivelul fosilifer din culcușul stratului I de cărbune poate fi întîlnit în numeroase puncte, dintre care menționăm: valea Aninoasa (în bazinul văii Bistrița), Valea Mare la Berbești, valea Amaradia la Seciuri, Valea Mare la Bengești etc. Macrofauna întîlnită în toate aceste puncte, sub stratul I de cărbune, este tipică pentru dacianul inferior (gețian), incluzînd taxonii: *Stylodacna heberti* (Cobălcescu), *Prosodacna (Prosodacna) paupera* Papaianopol, *P. (P.) longiuscula minima*

[1] Motaș C. I. și colab. (1979), Raport, arhiva I.G.G.
[2] Motaș C. I. și colab. (1980), Raport, arhiva I.G.G.
[3] Papaianopol I. și colab. (1981), Raport, arhiva I.G.G.
[4] Papaianopol I. și colab. (1982), Raport, arhiva I.G.G.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 28, P. 116–124, BUCUREȘTI, 1983

Andreescu, *P. (Psilodon) munieri* Sabba, *Pachydacna (Pachydacna) emersa* Papaianopol et Lubenescu, *P. (Parapachydacna) cobalcescui* (Fontannes), *P. (P.) serena* (Sabba), *P. (P.) sabbae* Ebersin, *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Prosodacnomya sturi ogrinensis* Andreescu, *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *D. dacianum* (Papaianopol), *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouër, *U. (R.) oltenensis* Pavnotescu, *Dreissena rimestiensis* Fontannes, *D. polymorpha* Pallas, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. monasterialis* (Fontannes), *V. dacianus* Lubenescu, *V. carenatus* Lubenescu, *V. berbestiensis* Lubenescu, *V. getianus* Lubenescu, *V. conicus* Lubenescu, *V. muscelensis* Lubenescu.

Vîrsta dacian inferioară a nivelului fosilifer de sub stratul I de cărbune este indicată și de asociația de ostracode (Olteanu, in Motaș și colab., 1979; Motaș și colab., 1981, *op. cit.*, p. 116) care include formele : *Cytherissa bogatschovi* (Livental), *Candona filona* (Livental), *C. lobata* (Zalanyi), *C. balcanica* (Zalanyi), *C. alta* (Zalanyi), *Bacunella djanelidzae* Vekua, *Cypria tocorjescui* Hanganu, *Cyprideis tuberculata* Mehes, *C. punctilatta* (Brady). Vîrsta dacian inferioară a nivelului fosilifer luat în discuție este confirmată și de alte cercetări efectuate în Depresiunea Getică. Astfel, atît Nichiforescu și colab. (1977) [5], cît și Nicolaescu și colab. (1978) [6] au considerat că nivelul fosilifer de sub stratul I de cărbune dintre Gilort și Olt are o vîrstă dacian inferioară (getian).

Dacă vîrsta dacian inferioară (getian) a depozitelor de sub stratul I de cărbune dintre Olt și Gilort este certă, sînt întîmpinate greutăți mai mari în stabilirea vîrstei complexului cărbunos din dacian situat între nivelul lumașelic de vîrstă getiană și primele depozite care pot fi atribuite romanianului. Dificultățile sînt cauzate în principal de raritatea sau chiar absența asociațiilor macrofaunistice. Pentru clarificarea acestei probleme, elemente importante au fost oferite de profilul deschis pe valea Aninoasa (în bazinul văii Bistrița), unde în depozitele situate peste stratul I de cărbune se găsește o macrofaună cu *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Prosodacna (Prosodacna) paupera* Papaianopol, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. dacianus* Lubenescu, asociație care arată tot vîrsta dacian inferioară (getian) pentru depozitele cuprinse între stratele I și II de cărbune. La același nivel stratigrafic ostracofauna cu *Candona filona* (Livental), *C. balcanica* (Zalanyi), *Cyprideis punctillata pliocaenica* Rozyeva, *Cytherissa bogatschovi* (Livental), *Bacunella djanelidzae* Vekua, *Mediocypris apatoica* (Schweyer), determinată de colegul Olteanu, indică tot vîrsta getiană a depozitelor respective.

Referitor la depozitele daciene din vestul Depresiunii Getice (la vest de valea Jiului), menționăm că la nivelul dacianului important este nivelul fosilifer situat între stratele IV și V de cărbune. Comparativ cu faunele întîlnite sub stratul I de cărbune dintre Gilort și Olt, cele găsite între stratele IV și V de cărbune la vest de valea Jiului sînt mai monotone, fiind foarte bogate în indivizi, dar mai sărace în număr de specii. Atît în foraje, cît și în aflorimente (pe valea Obîrșia, la Gîrdoaia, valea Vișenilor, valea Gîrbovățul), între stratele IV și V de cărbune se găsește o macrofaună cu *Pachydacna (Parapachydacna) cobalcescui* (Fontannes),

[5] Nichiforescu H. și colab. (1977), Raport, arhiva I.G.P.P.
[6] Nicolaescu V. și colab. (1978), Raport, arhiva I.G.P.P.

P. (P.) serena (Sabba), *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *Prosodacnomya sturi ogrinensis* Andreescu, *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba, *Prosodacna (Prosodacna) longiuscula minima* Andreescu, *Dreissena polymorpha* Pallas, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. getianus* Lubenescu, *V. conicus* Lubenescu, asociație care indică vîrsta gețiană a depozitelor dintre stratele IV și V de cărbune, la vest de valea Jiului. Existența gețianului între stratele IV și V de cărbune din vestul Depresiunii Getice este confirmată și de faunele de ostracode (Olteanu, in Papaianopol și colab., 1981 ; Papaianopol și colab., 1982, *op. cit.*, p. 116), care arată o asociație cu *Cytherissa bogatschovi* (Livental), *Bacunella dorsoarcuata* (Zalanyi), *Candona neglecta* Sars, *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pokorny, *Leptocythere argesiensis* (Livental).

Mai dificilă este precizarea vîrstei depozitelor dintre stratele V și VI de cărbune, deasupra stratului VI de lignit apărînd deja faune romaniene. Într-un singur punct, și anume în cariera Lupoaia, am reușit să găsim viviparide de tipul *Viviparus getianus* Lubenescu și *V. muscelensis* Lubenescu, tandem ce permite să atribuim dacianului inferior (gețian) și depozitele dintre stratele V și VI de cărbune.

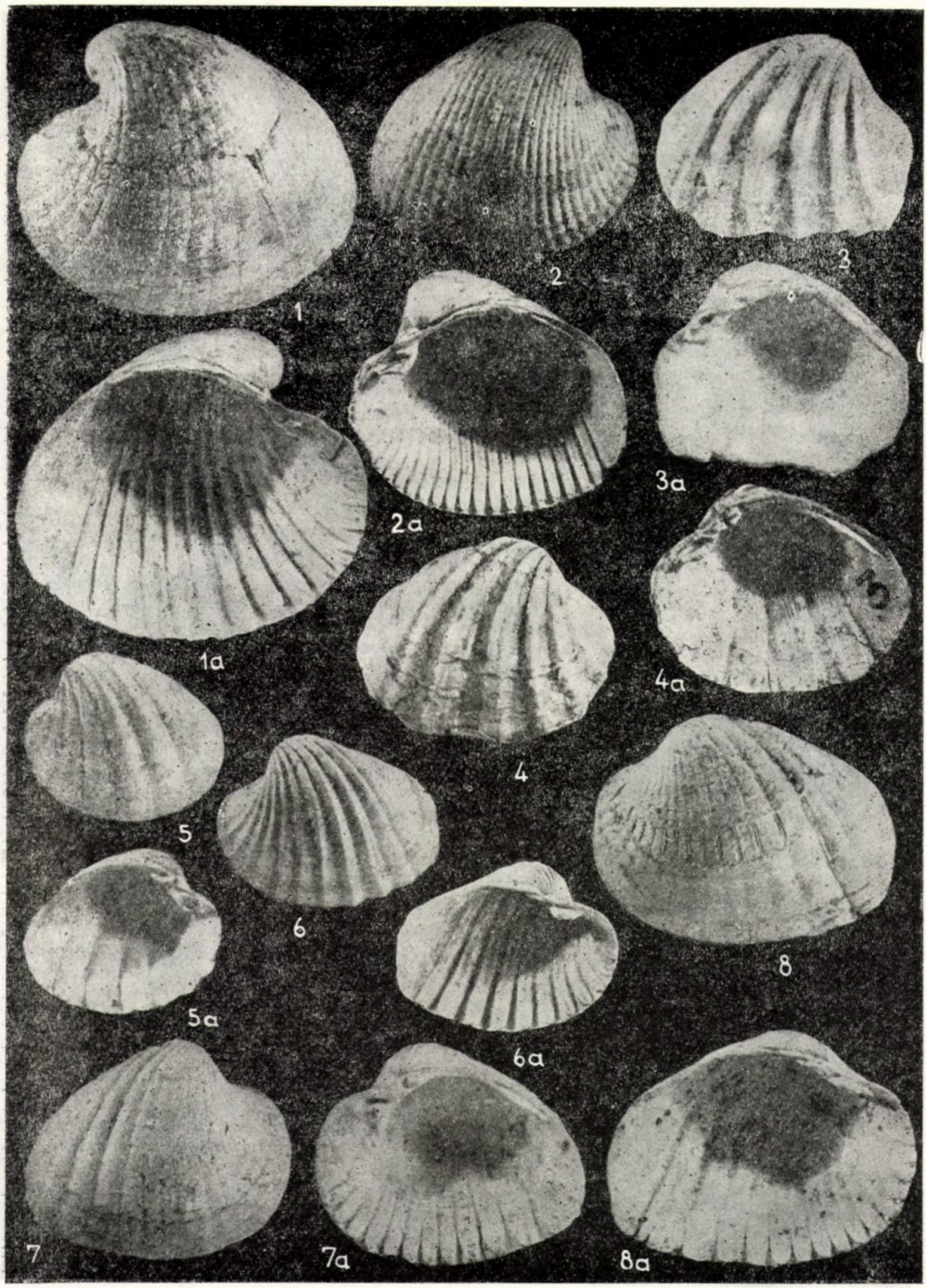
În concluzie, în întreaga Depresiune Getică de pe teritoriul Olteniei macro- și microfaunele de sub stratul I de cărbune dintre Gilort și Olt și dintre stratele IV și V de cărbune de la vest de Jiu indică vîrsta dacian inferioară (gețian) a depozitelor respective. Există argumente faunistice care permit a fi atribuite tot gețianului atît depozitele de peste stratul I de cărbune dintre Olt și Gilort, precum și cele dintre stratele V și VI de cărbune de la vest de valea Jiului. Aceste date ne conduc implicit la concluzia absenței dacianului superior (parscovian) în nordul Olteniei, complexul cărbunos din dacianul Depresiunii Getice de pe teritoriul Olteniei avînd deci o vîrstă dacian inferioară (gețian).

Recent, Pauliuc și colab. (1981) consideră că între Jiu și Motru orizontul fosilifer reper dintre stratele IV și V de cărbune este de vîrstă dacian superioară (parscovian). Pare curios că într-o lucrare care ar dori să argumenteze prezența dacianului superior între Jiu și Motru nu se pomenește absolut nimic despre conținutul paleontologic al depozitelor

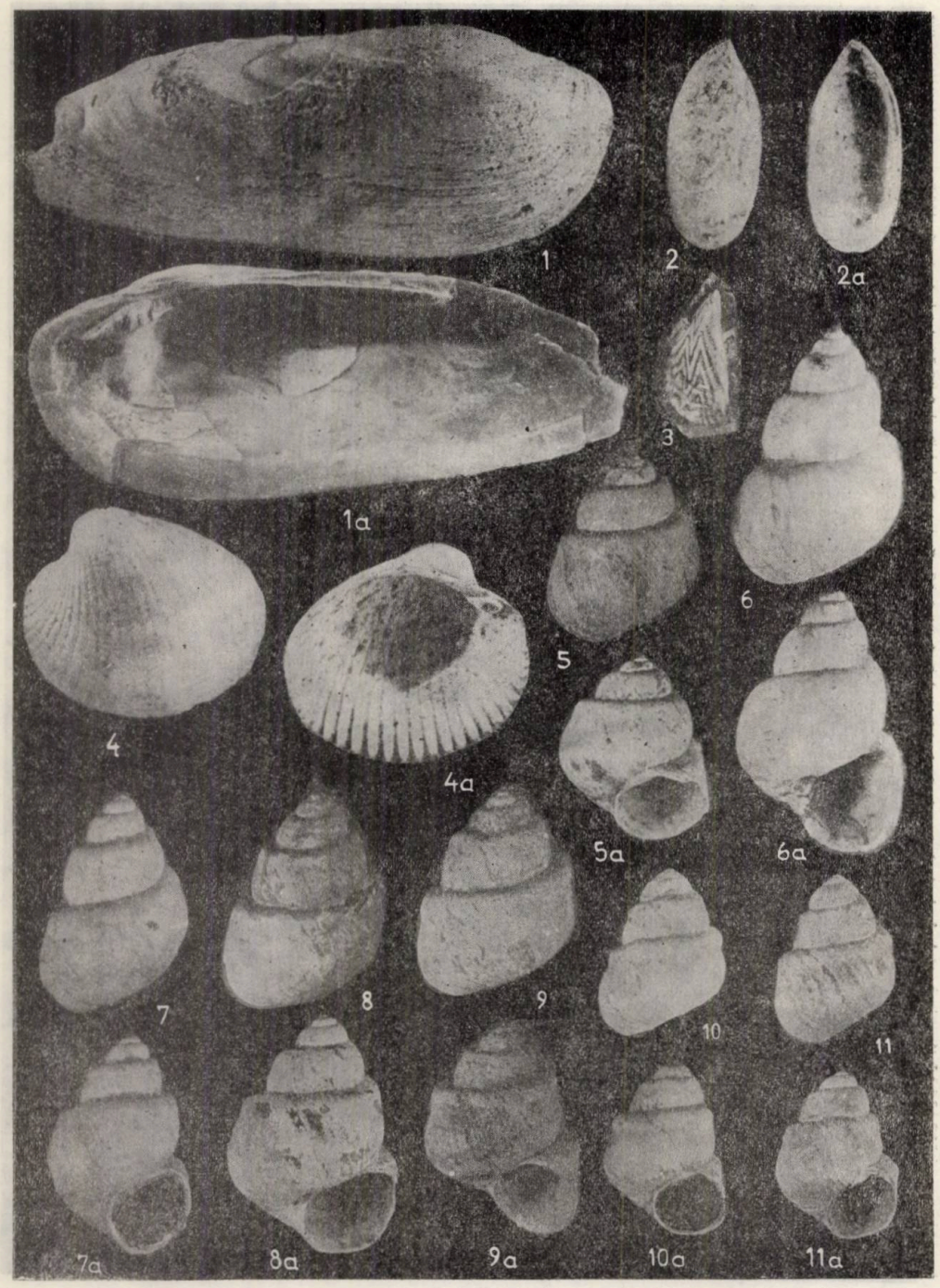
PLANȘA I

Fig. 1. — *Stylodacna heberti* (Cobălcescu), × 1, valea Amaradia, satul Seciuri, județul Gorj, dacian inferior (gețian).
Fig. 2. — *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), ×1, valea Amaradia, satul Seciuri, județul Gorj, dacian inferior (gețian).
Fig. 3. — *Pachydacna (Parapachydacna) serena* (Sabba), × 2, valea Amaradia, satul Seciuri, județul Gorj, dacian inferior (gețian).
Fig. 4. — *Pachydacna (Parapachydacna) cobălcescui* (Fontannes), × 2, valea Amaradia, satul Seciuri, județul Gorj, dacian inferior (gețian).
Fig. 5. — *Pachydacna (Parapachydacna) sabbae* Ebersin, × 2, valea Aninoasa, satul Genuneni, județul Vîlcea, dacian inferior (gețian).
Fig. 6. — *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba, × 1, valea Amaradia, satul Seciuri, județul Gorj, dacian inferior (gețian).
Fig. 7. — *Dacicardium rumanum* (Fontannes), × 2, valea Amaradia, satul Seciuri, județul Gorj, dacian inferior (gețian).
Fig. 8. — *Dacicardium dacianum* (Papaianopol), × 2, Valea Mare, satul Berbești, județul Vîlcea, dacian inferior (gețian).

PLANȘA I



PLANȘA II



dacian inferioare (geţiene), nu se comentează criteriul biostratigrafic care ar fi trebuit să stea la baza separării dacianului superior de cel inferior, neprezentîndu-se nici un profil reprezentativ dintre Jiu şi Motru în care să poată fi urmărită succesiunea dacianului şi surprinsă limita dintre dacianul inferior şi cel superior. Autorii fac complet abstracţie de asociaţiile de ostracode şi viviparide, foarte bogate în indivizi în depozitele dintre stratele IV şi V de cărbune, asociaţii care sînt caracteristice geţianului şi nu parscovianului. Din modul în care este prezentată de către Pauliuc şi colab. (1981) stratigrafia neogenului superior dintre Jiu şi Motru, cititorul ar putea rămîne cu impresia (eronată după opinia noastră) că acest sector ar reprezenta una dintre zonele foarte favorabile în care ar putea fi urmărite nu numai succesiuni complete ale dacianului, dar şi surprinse limitele dacian inferior/dacian superior şi dacian/romanian. În realitate lucrurile sînt departe de a sta aşa.

Niciodată nu am contestat existenţa dacianului superior în Platforma Moesică, arătînd chiar cu un alt prilej (Motaş, Papaianopol, 1973) existenţa în unele foraje din Cîmpia Română (atît în Muntenia cît şi în Oltenia) a unor depozite ce conţin o faună dacian superioară. Ceea ce am afirmat a fost absenţa dacianului superior în Depresiunea Getică, unitate structurală care la nivelul neogenului superior prezintă diferenţe notabile faţă de Platforma Moesică. Datele faunistice pe care le prezintă Pauliuc şi colab. (1981), atît din Platforma Moesică, cît şi din Depresiunea Getică, fără a comenta şi compara faunele din Platforma Moesică cu cele din Depresiunea Getică, nu poate produce decît confuzii în rîndul cititorilor. Toţi cei care într-o formă sau alta vorbesc de existenţa dacianului superior în Depresiunea Getică nu au prezentat un profil de referinţă pentru parscovian, nu au figurat faune dacian superioare (macro- şi microfaune) şi nu au precizat locul sau locurile în care poate fi surprinsă limita dintre dacianul inferior şi cel superior.

După cum a subliniat Marinescu (1978), subdiviziunile separate în cadrul dacianului din vestul Bazinului Dacic au avut la bază criteriul litostratigrafic, fără o bază biostratigrafică. Nici Pauliuc şi colab. (1981) nu pomenesc nimic de criteriul biostratigrafic, care ar fi trebuit să stea la baza separării dacianului inferior de cel superior între Jiu şi Motru.

←

PLANŞA II

Fig. 1. — *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouër, × 1, Valea Mare, satul Berbeşti, judeţul Vîlcea, dacian inferior (geţian).

Fig. 2. — *Dreissena rimestiensis* Fontannes, × 2, valea Amaradia, satul Seciuri, judeţul Gorj, dacian inferior (geţian).

Fig. 3 — *Dreissena polymorpha* Pallas, × 1, satul Lupoaia, judeţul Gorj (din foraj), dacian inferior (geţian).

Fig. 4. — *Prosodacnomya sturi ogrinensis* Andreescu, × 2, valea Aninoasa, satul Genuneni, judeţul Vîlcea, dacian inferior (geţian).

Fig. 5. — *Viviparus carenatus* Lubenescu, × 1, Valea Mare, satul Berbeşti, judeţul Vîlcea, dacian inferior (geţian).

Fig. 6. — *Viviparus monasterialis* (Fontannes), × 1, satul Bolboceşti, judeţul Gorj, dacian inferior (geţian).

Fig. 7. — *Viviparus getianus* Lubenescu, × 1, satul Dezrobiţi, judeţul Vîlcea, dacian inferior (geţian).

Fig. 8—9. — *Viviparus ergesiensis* Sabba, × 1, satul Moşteni, judeţul Vîlcea, dacian inferior (geţian).

Fig. 10—11. — *Viviparus berbestiensis* Lubenescu, × 1, satul Berbeşti, judeţul Vîlcea, dacian inferior (geţian).

Vom comenta cu un alt prilej diferitele liste de faună daciană menționate în nordul Olteniei. Faptul că acestea nu sînt figurate lipsește specialistul de elementul absolut necesar pentru a se convinge, sau nu, de veridicitatea celor afirmate. De cele mai multe ori a discuta niște asociații faunistice doar după liste, oricît de bogate ar fi acestea, reprezintă o muncă lipsită de suport material și de cele mai multe ori inutilă.

În prezent se acceptă ideea că stratul I de cărbune dintre Olt și Gilort este corelabil cu stratul V de cărbune de la vest de valea Jiului, ambele avînd în culcuș un orizont fosilifer reper, care, atît după macrofaune, cît și după microfaune, este de vîrstă dacian inferioară (getian). Macrofauna și microfauna din culcușul stratului I de cărbune dintre Olt și Gilort sînt foarte variate și bogate atît în indivizi, cît și în număr de specii. În schimb, macrofauna din culcușul stratului V de cărbune de la vest de Jiu este mult mai monotonă, avînd un mare număr de indivizi, dar un număr mult mai mic de specii, dominante fiind formele de *Prosodacnomya*, *Prosodacna*, *Dacicardium*, *Dreissena* și *Viviparus*. Alte elemente, ca *Parapachydacna*, *Psilodon*, *Zamphiridacna*, *Stylodacna*, frecvent întîlnite sub stratul I de cărbune dintre Olt și Gilort, se găsesc mult mai rar la vest de valea Jiului, deseori fiind complet absente. De fapt, bazinul riului Motru pare a reprezenta extremitatea vestică a arealului de răspîndire a unor taxoni, ca *Psilodon* și *Parapachydacna* în Depresiunea Getică. Am încercat să explicăm această sărăcire a macrofaunelor getiene la vest de Jiu prin faptul că, de la vest de Jiu, condițiile favorabile acumulării cărbunilor s-au instalat la nivele mai inferioare ale getianului, în comparație cu sectorul de la est de Jiu, fapt ce a împiedicat nu atît dezvoltarea, ci mai ales diversificarea macrofaunelor (Papaianopol și colab., 1982, *op. cit.*, p. 116). Un fenomen asemănător se constată și în cazul faunelor de ostracode (Olteanu, in Papaianopol și colab., 1982, *op. cit.*, p. 116), dominante fiind între stratele IV și V de la vest de Jiu speciile genurilor *Candona*, *Cytherissa*, *Cyprideis*, *Bacunella*.

Cînd afirmăm lipsa dacianului superior în Depresiunea Getică de pe teritoriul Olteniei nu avem în vedere atît lipsa psilodonților evoluați (deși aceștia se găsesc în mare număr în culcușul și acoperișul unor strate de cărbuni din estul Munteniei), cît absența unor asociații parscoviene bine conturate (cu specii tipice de *Zamphiridacna*, *Dacicardium*, *Euxinicardium*, *Limnodacna*, *Pontalmyra*, *Pseudocatillus*, *Plagiodacna*, *Chartoconcha*, *Congeria*, *Dreissena*, *Viviparus*), singurele care ar putea justifica separarea unui dacian superior în nordul Olteniei.

CONSIDÉRATIONS SUR LA FAUNE DU DACIEN DE LA DÉPRESSION GÉTIQUE (OLTÉNIE)

RÉSUMÉ

Les dépôts daciens affleurant dans la Dépression Gétique de l'Olténie suscitent un intérêt particulier du point de vue biostratigraphique, aussi qu'économique. Du point de vue pratique, l'intérêt est éveillé par la présence dans les successions stratigraphiques du dacien des intercalations de lignites exploatables.

Un repère très bon pour établir la position stratigraphique des intercalations de lignite, qu'on peut identifier à la surface aussi que dans les forages, est représenté par un banc fossilifère, généralement à caractère de lumachelle, qui apparaît à la base de la première couche de lignite entre l'Olt et le Gilort et à la base de la cinquième couche de lignite à l'ouest de la vallée du Jiu.

Selon nous, l'entier contenu faunique du niveau fossilifère respectif, tant la macrofaune que la microfaune, démontre l'âge dacien inférieur (gétien) de celui-ci. L'association macrofaunique du niveau stratigraphique respectif n'inclut pas une association du dacien supérieur, indiquant seulement la présence du dacien inférieur (gétien).

Suivant le schéma de corrélation des charbons qu'on accepte à présent, on considère que la première couche entre l'Olt et le Gilort est corrélable avec la cinquième couche située à l'ouest de la vallée du Jiu, tandis que tant la première couche située entre l'Olt et le Gilort que la cinquième couche située à l'ouest de la vallée du Jiu surmontent un niveau fossilifère avec une faune qui atteste la présence du dacien inférieur (gétien).

La macrofaune de ce niveau fossilifère consiste en *Stylodacna heberti* (Cobălcescu), *Prosodacna (Prosodacna) paupera* Papaianopol, *P. (P.) longiuscula minima* Andreescu, *P. (Psilodon) munieri* Sabba, *Pachydacna (Pachydacna) emersa* Papaianopol et Lubenescu, *P. (Parapachydacna) cobalcescui* (Fontannes), *P. (P.) serena* (Sabba), *P. (P.) sabbae* Ebersin, *Zamphiridacna orientalis* (Sabba), *Prosodacnomya sturi ogrinensis* Andreescu, *Dacicardium rumanum* (Fontannes), *D. dacianum* (Papaianopol), *Unio (Rumanunio) rumanus* Tournouër, *U. (R.) oltenensis* Pavnotescu, *Dreissena rimestiensis* Fontannes, *D. polymorpha* Pallas, *Viviparus argesiensis* Sabba, *V. monasterialis* (Fontannes), *V. dacianus* Lubenescu, *V. carenatus* Lubenescu, *V. berbestiensis* Lubenescu, *V. getianus* Lubenescu, *V. conicus* Lubenescu, *V. muscelensis* Lubenescu.

BIBLIOGRAFIE

Carac D. (1959), *Zăcămintele de cărbuni dintre Motru și Coșuștea*, St. tehn. econ., A, *5*.

— (1959), *Explorări geologice pentru cărbuni între Otăsău și Cernișoara (Oltenia)*, St. tehn. econ., A, *5*.

Grozescu H. (1924), *Zăcămintele de lignit din pliocenul Olteniei*, St. tehn. econ., **III**, *4*.

Enache C. (1975), *Geologia și hidrogeologia regiunii dintre Jiu și Motru cu privire specială asupra zăcămintelor de cărbuni*, Teză de doctorat, București.

Hanganu Elisabeta, Papaianopol I. (1976), *Les subdivisions du Dacien fondées sur les associations de malacofaune et d'ostracofaune*, Bul. Soc. Belge de Géologie, **85**, *1—2*, Bruxelles.

Joja T. (1952), *Zăcămintele de lignit din pliocenul superior dintre Motru și Dunăre*, D. S. Inst. geol., **XXXV** (1945—1948).

Liteanu E., Feru M. (1964), *Noi contribuții la studiul stratigrafiei zăcământului de lignit din interfluviul Jiu — Motru*. St. cerc. geol., geof., geogr., Seria geologie, **9**, *1*.

Liteanu E., Feru M., Croitoru M., Goliță Natalia, Goliță E., Șerbănescu Venera, Todea R., Sbenghe-Tudor Rodica (1967), *Cercetări geologice și hidrogeologice în partea de vest a Depresiunii Getice (interfluviul Jiu—Motru)*, St. tehn. econ., **E**, *7*.

Motaș I. C., Papaianopol I. (1973), *Poziția și valoarea stratigrafică ale speciei Horiodacna rumana Sabba*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **18**, *1*.

— (1977), *Les associations de mollusques index dans le Néogène supérieur du Bassin Dacique*, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie, **21**.

Oncescu N. (1952), *Zăcămintele de lignit din pliocenul Depresiunii Getice cuprinse între valea Gilortului și valea Motrului*, D. S. Inst. geol., **XXXV** (1945—1948).

Marinescu Fl. (1978), *Stratigrafia neogenului superior din partea de vest a Bazinului Dacic*, Edit. Academiei, București.

Pauliuc S., Andreescu I., Barus T. (1981), *Date noi privind posibilitățile de corelare a straielor de lignit din regiunea cuprinsă între valea Jiului și valea Motrului*, Anal. Univ. București, Geologie, **XXX**.

Popovici Viorica (1959), *Corelarea straielor de lignit din dacianul din nordul Olteniei*, St. tehn. econ., A, *5*.

Sotirescu Angela (1959), *Explorări geologice între valea Gilortului și valea Tărîia*, St. tehn. econ., A, *5*.

Primit în redacție la 28 ianuarie 1981

Institutul de geologie și geofizică
Întreprinderea de prospecțiuni geologice
și
și geofizice București

ZĂCĂMÎNTUL DE LIGNIT DE LA SFÎNTU GHEORGHE ŞI POZIŢIA LUI STRATIGRAFICĂ ÎN SUITA DEPOZITELOR PLIOCENE ALE BAZINULUI INTRAMONTAN AL ŢĂRII BÎRSEI

DE

MIHAI KUSKO

Începînd cu anul 1974, în bazinul intramontan al Ţării Bîrsei, s-au executat prospecţiuni geologice de mare detaliu, completate cu foraje, lucrări ce au evidenţiat mai multe zone cu cărbuni, cum sînt cele de la Ilieni, Iaraş, Vlădeni—Dumbrăviţa, Bodoş — Biborţeni, precum şi zăcămîntul situat la nord de municipiul Sfintu Gheorghe. În urma acestei activităţi au apărut numeroase date noi referitoare la stratigrafia şi tectonica depozitelor pliocen-pleistocene, la formarea şi evoluţia bazinului intramontan al Ţării Bîrsei, la evoluţia şi vîrsta eruptivului nou din Munţii Harghita, precum şi la geneza şi răspîndirea cărbunilor din bazin.

Depozitele pliocen-pleistocene ce conţin de la 1 la 10 strate de lignit au constituit obiectul de studiu la mai mulţi cercetători, după cum urmează: Jekelius (1923, 1932), Liteanu şi colab. (1962), Bandrabur (1964), Liteanu şi Ghenea (1966), Savu (1979).

STRATIGRAFIA

Primele depozite, în facies de molasă, iau naştere odată cu formarea prin prăbuşire a bazinului intramontan al Ţării Bîrsei, din timpul fazei de orogeneză attică tardivă, fază care s-a manifestat, probabil, în jurul limitei dintre meoţian şi ponţian. Din acest moment, sedimentarea a continuat în noul bazin, cu intermitenţe, pînă la sfîrşitul cuaternarului, rezultatul fiind acumularea unor depozite groase, în care se găsesc numeroase strate de lignit, cu importanţă economică.

Depozitele acumulate pe zonele de ramă sau în golfurile şi intrîndurile de pe zonele montane au grosimi mai mici (50—200 m) şi pot fi împărţite, din punct de vedere litologic, în trei orizonturi, spre deosebire de cele depuse în zonele de maximă subsidenţă a bazinului, care prezintă grosimi mari (300—700 m) şi o pregnantă monotonie litologică. În consecinţă, depozitele pliocene de ramă situate în zonele Baraolt, Bodoş—Aita Seacă, Aita Medie — Cocoş, Iaraş, Ariujd, Ilieni, Sîncraiu şi valea Debrenului se pot împărţi în trei orizonturi: orizontul productiv în bază, orizontul marnos la partea mediană şi orizontul nisipos la partea superioară, fiind echivalente cu depozitele pliocene nedivizate din zonele subsidente ale bazinului, cum se identifică în Bazinul Tg. Secuiesc, la Sf. Gheorghe — Prejmer şi Feldioara — Braşov — Tohan.

Orizontul productiv (meoţian superior ?-ponţian inferior). Primele depozite pliocene cunoscute sînt constituite dintr-o brecie argiloasă, de culoare cenuşiu-verzuie, în care sînt prinse numeroase elemente angulare

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 28, P. 125—131, BUCUREŞTI, 1983

de gresii cretacice și eruptive. Peste această brecie bazală se găsesc, de obicei în alternanță, nisipuri cenușii cu argile cenușiu-maronii, argile cărbunoase și cărbuni. Limita superioară a orizontului productiv o trasăm la baza marnelor cu *Limnocardium*, limită care de obicei separă stratul III de lignit, față de orizontul marnos, superior. Depozitele încadrate la acest orizont sînt rezultatul unei sedimentări continental-lacustre cu ape dulci și cu o bogată vegetație, pe seama căreia s-au format primele strate de cărbuni.

Orizontul marnos (ponțian superior—dacian inferior). În continuitate de sedimentare cu orizontul productiv sau în direct peste depozitele cretacice, se individualizează o serie constituită exclusiv din argile, marne și marne tufacee, de culoare cenușiu-vineție, cu numeroase resturi de limnocardiacee și ostracode, între care se intercalează nisipuri andezitice și tufuri. Acest orizont începe cu un nivel lumașelic cu *Paradacna abichi* Hoern., cu o grosime de 3—10 m (care atestă o vîrstă sigur ponțian superioară), nivel ce este înlocuit uneori, total sau parțial, de nisipuri albe tufacee cu numeroase resturi de *Theodoxus semiplicatus* Neum., *Valvata* sp., *Gyraulus* sp..

În timpul depunerii argilelor și marnelor acestui orizont lacul pliocen a avut extinderea și adîncimea cele mai mari, moment ce a coincis cu deschiderea legăturilor spre Bazinul Transilvaniei.

Orizontul nisipos (dacian superior). Sub această denumire am separat peste orizontul marnos o entitate litologică în care predomină nisipurile argiloase, gălbui sau cenușii, cu rare intercalații argiloase. La acest nivel se dezvoltă, uneori, un strat de lignit (stratul V), cu extinderi și grosimi reduse. De asemenea, în zona Bodoș — Aita Seacă se mai recunosc nivele cu tuf albicios, ceea ce sugerează continuitatea manifestărilor vulcanice.

Vîrsta acestui orizont este bine precizată de Jekelius (1932), care a determinat o bogată faună de moluște din zonele Baraolt, Aita Seacă, Araci, Arcuș și Sf. Gheorghe.

Pliocenul nedivizat (meoțian ?—dacian). În zonele centrale ale Bazinului Țării Bîrsei, suita depozitelor pliocene este cea mai completă, cu grosimile cele mai mari. Datele referitoare la aceste depozite au apărut recent prin săparea a numeroase foraje. Astfel, în zona Sf. Gheorghe, I.P.E.G. — Harghita a săpat 200 de foraje geologice pentru conturarea zăcămîntului de lignit. Datele oferite de aceste foraje atestă faptul că depozitele pliocene au o mare grosime (300—700 m) și o pronunțată monotonie litologică. În cadrul lor s-au evidențiat 10 strate de lignit, din care importanță economică deosebită o are stratul X. Acesta este situat la partea superioară a depozitelor pliocene, el fiind de fapt un complex cărbunos, în care alternează pe grosimi de 15—29 m cărbunii, cărbunii argiloși cu argilele cărbunoase și argilele cenușii. Sterilul ocupă aproximativ 25—30% din complex, fapt ce influențează negativ calitatea cărbunilor. Acest complex cărbunos (stratul X) se situează în cea mai mare parte la adîncimi cuprinse între 50 și 100 m, ceea ce face rentabilă o exploatare a lui prin carieră.

Vîrsta depozitelor pliocene din partea centrală a bazinului Țării Bîrsei o considerăm, pe criterii regionale, aceeași cu cea a depozitelor situate pe rama bazinului, adică meoțian superior ?—daciană.

Orizontul continental-lacustru (romanian). Depozitele atribuite romanianului se cunosc în prezent numai pe valea Sugo, la est de localitatea Baraolt. Pe această vale, la confluența cu valea Licut, apare bine deschisă o serie argiloasă de culoare cenușiu-verzuie sau chiar maronie, slab stratificată, cu numeroase resturi de gasteropode, în care se remarcă prezența unui strat de lignit, cu o grosime de 0,20 — 0,50 m, și a unui strat de tuf de culoare albă, cu o grosime de 0,80 m. Stratul de lignit mai sus menționat poate fi considerat, după poziția și vîrsta lui, ca al șaselea strat din succesiunea depozitelor pliocene.

Vîrsta orizontului continental-lacustru ce apare pe valea Sugo a fost bine precizată de Marinescu (1975), care a determinat din acest loc peste 30 de genuri și specii de gasteropode terestre și limnice.

În perioada corespunzătoare romanianului, regiunea a fost emersă datorită mișcărilor lente pozitive ale fazei rodanice, iar sedimentele cu faune de gasteropode terestre demonstrează existența unor mici lacuri izolate cu depuneri de argilă, nisipuri sau chiar cărbuni.

Orizontul cu nisipuri și pietrișuri feruginoase (pleistocen inferior și mediu). În cea mai mare parte a ramei Bazinului Țării Bîrsei s-a separat în poziție discordantă o formațiune constituită din argile, nisipuri și pietrișuri de culoare gălbui-ruginie, din cauza impregnărilor cu oxizi de fier, care au format mici concrețiuni limonitice la Vlădeni — Dumbrăvița și Malnaș-Băi.

Vîrsta pleistocen inferioară și medie acordată acestui orizont s-a dat pe considerente geologice regionale și pe resturile de mamifere citate în Bazinul Țării Bîrsei. Asociațiile de mamifere în care abundă genurile *Elephas* și *Equus* caracterizează părțile inferioară și medie ale pleistocenului, ele fiind recoltate de regulă din nisipurile și pietrișurile situate discordant peste diferiții termeni ai pliocenului, cu care, în nici un caz, nu sînt echivalente sau în succesiune. Echivalentul orizontului nisipurilor și pietrișurilor feruginoase din Bazinul Baraolt — Bodoș — Herculian — Filia este, în partea bazală, formațiunea de Biborțeni (Savu, 1979) și, în cea mai mare parte, formațiunea vulcanogen-sedimentară.

După opinia noastră, formațiunea vulcanogen-sedimentară are aceeași vîrstă ca și orizontul nisipurilor și pietrișurilor feruginoase, adică pleistocen inferior-mediu, pe considerente regionale și pe baza asociațiilor de mamifere citate din zonă. În acest context, formațiunea de Biborțeni ar reprezenta un facies de trecere, la partea bazală, între cele două serii, cea vulcanogen-sedimentară în nord și nisipurile și pietrișurile feruginoase, în sud.

Depozite de piemont, terase (pleistocen superior-holocen). În partea centrală a bazinului, respectiv la Sf. Gheorghe, s-a evidențiat prin foraje o formațiune constituită din pietrișuri și bolovănișuri, cu intercalații de argile gălbui, compacte, pe grosimi cuprinse între 10 și 100 m. Elementele din pietrișuri și bolovănișuri sînt în cea mai mare parte de proveniență cretacică, prinse într-un ciment argilos, gălbui. Aceste depozite par a fi un vechi piemont, de vîrstă pleistocen superioară.

Terasa superioară este evidențiată la Olteni, Zoltan, Sf. Gheorghe și Coșeni, unde nisipurile andezitice și pietrișurile stratificate torențial cuprind numerose blocuri metrice de andezite.

EVOLUȚIA ȘI VÎRSTA VULCANISMULUI

Toate cercetările efectuate asupra vulcanismului neogen din Carpați atestă faptul că acesta a evoluat la început de la lave cu caracter acid (dacite, riolite, andezite cu piroxeni) spre lave cu caracter bazic (andezite bazaltoide, bazalte), în final. În spațiu, vulcanismul a evoluat de la vest spre est și sud-est, iar în timp, de la începutul miocenului pînă în cuaternar. Astfel, Munții Căliman — Harghita, prin poziția lor geografică situată în extremitatea sud-estică a Carpaților Orientali, ar trebui să fie în această concepție cei mai tineri.

Asupra vîrstei erupțiunilor din această zonă au fost emise mai multe păreri, dintre care cele mai autorizate sînt cele ale lui Rădulescu și colab. (1973), Liteanu și colab. (1962), Liteanu și Ghenea (1966). Considerentele de vîrstă s-au făcut pe baza raporturilor create între rocile eruptive și cele sedimentare, precum și pe determinări de vîrstă absolută.

După noi, începuturile activității vulcanice din Munții Căliman — Harghita sînt legate de faza attică tardivă, cînd primele veniri de lave (andezite cu piroxeni) sînt cauzate de faliile de distensie, de mare profunzime, asociate în paralel, formate în lungul vechilor structuri ale Munților Carpați. Pentru acest moment pledează toate aparițiile de andezite din brecia bazală a pliocenului evidențiate prin forajele executate în zona Ghidfalău și Bodoș. Erupțiile au continuat în tot pliocenul, cu o mai mică intensitate, pînă la limita pliocen-cuaternar (faza valahă), cînd se produc din nou puternice mișcări, însoțite de importante erupții vulcanice, cu formarea actualului relief vulcanic din Munții Căliman — Harghita, după care activitatea vulcanică se încheie în pleistocenul mediu, prin apariția ultimelor lave, de tip bazaltic, în faza pasadenică.

Unele falii de distensie cu caracter regional au evoluat în timp, din ce în ce spre o mai mare profunzime a scoarței pămîntului, pentru ca în final să ajungă la partea superioară a mantalei, evoluție care a condiționat, probabil, chimismul magmelor, de la acid la început, spre bazic, în final.

Peste ultimele bazalte din bazinul văii Comana, la obîrșia văii Stanciului din Munții Perșani, dintr-o argilă tufacee, am pus în evidență, în anul 1970, un maxilar de *Castor fiber* Linné, formă ce atestă o vîrstă pleistocen medie și poate fi luată în considerare la încadrarea superioară a vulcanismului de la interiorul arcului carpatic.

TECTONICA

După vîrsta celor mai vechi depozite, formarea bazinului intramontan al Țării Bîrsei a avut loc în faza attică tardivă, situată, probabil, la limita meoțian superior ?-ponțian inferior. Același moment de formare l-au avut și bazinele Ciucului de Sus și Ciucului de Jos.

Cauzele care au generat aceste structuri de tipul grabenelor sînt în concepția noastră următoarele :

— prin ridicarea puternică a întregului segment al Carpaților Orientali (faza de morfogeneză) s-au creat zone cu deficit de masă, cu formarea unor falii profunde (falii de distensie) ;

— faliile nou formate s-au aliniat în lungul vechilor structuri ale Carpaților Orientali, asociate în paralel, care la rîndul lor au produs o cădere în trepte a depozitelor antepliocene, dînd structurile de tipul grabenelor.

Analiza structurală a depozitelor cretacice și pliocen-pleistocene din Țara Bîrsei și, în mod special, cele din împrejurimile localității Sf. Gheorghe arată că, spre deosebire de depozitele cretacice foarte cutate și afectate de falii de încălecare, depozitele pliocene sînt slab cutate, cu înclinări predominante sub 10°, fiind afectate, în general, de falii gravitaționale și de decroșări.

Faliile gravitaționale formate în faza attică tardivă au avut un rol funcțional, în tot timpul sedimentării depozitelor pliocene, contribuind la scufundarea permanentă a bazinului. Această subsidență continuă în lungul faliilor gravitaționale a existat pînă la finele dacianului, moment în care se face simțită faza rodanică, ce s-a manifestat prin ridicări lente, regiunea devenind aproape în totalitate emersă, cu excepția micilor zone unde s-a mai depus romanianul.

Această situație durează pînă la începutul cuaternarului, cînd Bazinul Țării Bîrsei este afectat de noi mișcări de scufundare ca efect al fazei valahe. În acest moment, vechile falii gravitaționale sînt reactivate, factor care contribuie la o compartimentare intensă a depozitelor pliocene cu cărbuni. Tot în această fază ia naștere o nouă generație de falii, cu orientarea est-vest, de tipul decroșărilor, perpendiculare pe faliile gravitaționale.

Ultimele mișcări în regiune sînt legate, probabil, de faza pasadenică, situată la limita pleistocen inferior—pleistocen mediu. În acest moment zona se ridică lent, luînd înfățișarea apropiată de cea din momentul actual. Probabil că legat tot de acest moment au fost și manifestările efuzive de bazalte din Munții Perșani (Racoș).

Din cele relatate se poate constata originea tectonică a Bazinului Țării Bîrsei, el fiind limitat la nivelul depozitelor pliocene cu cele cretacice, numai prin falii gravitaționale și decroșări, dar acoperite în cea mai mare parte de depozite cuaternare, fapt ce nu este consemnat de nici o hartă geologică anterioară.

GENEZA CĂRBUNILOR

În bazinul intramontan al Țării Bîrsei, cărbunii s-au exploatat sau sînt exploatabili la Căpeni, Baraolt, Vîrghiș, Racoșul de Sus, Bodoș, Aita Seacă, Aita Medie — Codoș, Iaraș, Vlădeni — Dumbrăvița, Ilieni și Sf. Gheorghe — Arcuș — Valea Crișului. În zonele amintite se cunosc de la 6 la 10 strate de lignit, dintre care multe cu grosimi și extinderi mari, ceea ce le conferă importanță din punct de vedere economic.

Formarea cărbunilor din Țara Bîrsei a fost condiționată de mai mulți factori, și anume: cadrul tectonic (conturul, adîncimea și subsidența bazinului); clima (umiditatea, temperatura); materialul sursă (natura, cantitatea și proveniența lui).

Prin apariția bazinului sedimentar al Țării Bîrsei s-a creat cadrul tectonic favorabil dezvoltării turbăriilor. Acestea s-au dezvoltat în ape

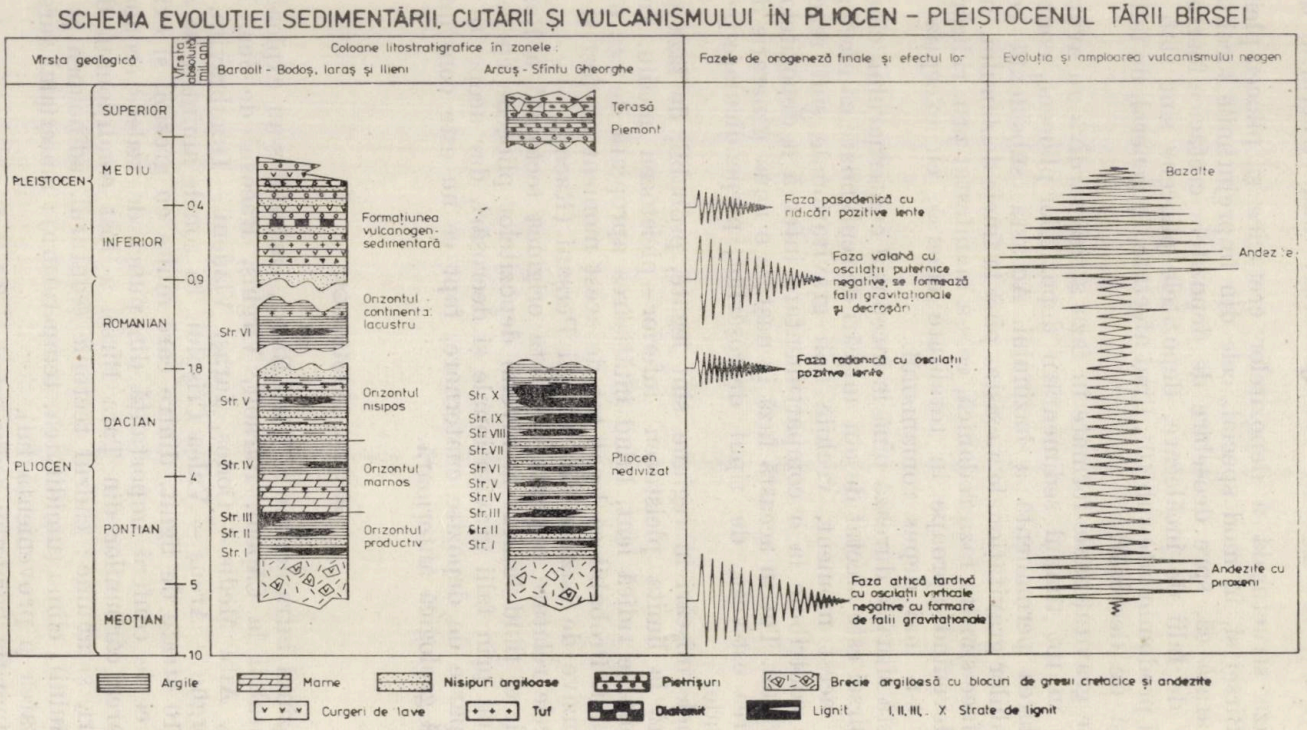

SCHEMA EVOLUȚIEI SEDIMENTĂRII, CUTĂRII ȘI VULCANISMULUI ÎN PLIOCEN – PLEISTOCENUL TĂRII BÎRSEI
Vîrsta geologică
Vîrsta absolută mil. ani
Coloane litostratigrafice în zonele:
Baraolt - Bodoș, Iaraș și Ilieni
Arcuș - Sfîntu Gheorghe
Fazele de orogeneză finale și efectul lor
Evoluția și amploarea vulcanismului neogen
PLEISTOCEN
PLIOCEN
SUPERIOR
MEDIU
INFERIOR
ROMANIAN
DACIAN
PONȚIAN
MEOȚIAN
0.4
0.9
1.8
4
5
10
Terasă
Piemont
Formațiunea vulcanogen-sedimentară
Orizontul continental lacustru
Str. VI
Str. V
Orizontul nisipos
Str. IV
Orizontul marnos
Str. III
Str. II
Str. I
Orizontul productiv
Str. X
Str. IX
Str. VIII
Str. VII
Str. VI
Str. V
Str. IV
Str. III
Str. II
Str. I
Pliocen nedivizat
Faza pasadenică cu ridicări pozitive lente
Faza valahă cu oscilații puternice negative, se formează falii gravitaționale și decroșări
Faza radanică cu oscilații pozitive lente
Faza attică tardivă cu oscilații verticale negative cu formare de falii gravitaționale
Bazalte
Andezite
Andezite cu piroxeni
Argile
Marne
Nisipuri argiloase
Pietrișuri
Brecie argiloasă cu blocuri de gresii cretacice și andezite
Curgeri de lave
Tuf
Diatomit
Lignit
I, II, III, ... X Strate de lignit

Fig. 1

puțin adînci și pe locurile ferite de curenți, de regulă pe zonele de golf ale lacului pliocen. În situația în care aceste bazine au fost subsidente, turbăriile s-au suprapus în timp, prin acumularea lor rezultînd strate groase de lignit. În condițiile unei clime cald-temperate, cu un bogat regim de precipitații, s-a dezvoltat o floră abundentă constituită din plante ierbacee (trestie, papură, rogoz) și arboricole, care a format materialul inițial de bază.

Cunoașterea condițiilor de formare a cărbunilor din bazinul pliocenic prezintă o deosebită importanță din punctul de vedere al prospecțiunilor geologice cu foraje.

THE BROWN COAL DEPOSIT OF SF. GHEORGHE AND ITS STRATIGRAPHIC POSITION IN THE PLIOCENE SEQUENCE OF THE INTERMONTANE BASIN OF ȚARA BÎRSEI

ABSTRACT

This paper contains a detailed study concerning the facies and age of the Țara Bîrsei pliocene—pleistocene sediments. It is also dealing with the formation and evolution of the basin in question, the late pliocene—pleistocene folding phases with their effects, furthermore the neogene volcanic activity on the inner eastern Carpathians.

A detailed research of coal genesis and the geologic criteria permitting to outline a boring program was made as well.

BIBLIOGRAFIE

Bandrabur T. (1964), *Contribuțiuni la cunoașterea geologiei și hidrogeologiei depozitelor cuaternare din Bazinul Sf. Gheorghe*, D. S. Inst. geol., **L**, *2* (1962—1963).

Jekelius E. (1923), *Zăcămintele de lignit din bazinul pliocenic din valea superioară a Oltului*, St. tehn. econ., **3**, *2*.

— (1932), *Die Molluschenfauna der Dazichen Stufe des Bekens von Brașov*, Mem. Inst. geol. Rom., **2**.

Liteanu E., Mihăilă N., Bandrabur T. (1962), *Contribuții la studiul stratigrafiei cuaternarului din bazinul mijlociu al Oltului (Bazinul Baraolt)*, St. cerc. geol., **VII**, *3—4*.

Liteanu E., Ghenea C. (1966), *Cuaternarul din România*, St. tehn. econ., ser. H, **1**.

Marinescu Fl. (1975), *Asupra unei faune cu moluște terestre și limnice de la est de Baraolt (nord de Brașov)*. D. S. Inst. geol., **LXI**, *3*.

Rădulescu D., Peltz S., Popescu A. (1973), *Lower compartiment of the structure of the Căliman and Harghita Mountains the volcano-sedimentari Formation*, An. Inst. geol., **XLI**, Simpozion Intern. Vulcanologic, București.

Savu Gh. M. (1979), *Contribuții la cunoașterea geologiei Bazinului Baraolt*, I.P.G.G.H., Bul. tehn. șt., **IX**, *1*.

Primit în redacție la 2 noiembrie 1982

Întreprinderea de prospecțiuni geologice și geofizice, București

IONEL C. MOTAŞ

(1920—1981)

Remarcabil reprezentant al şcolii româneşti de geologie, Ionel C. Motaş şi-a închinat viaţa şi activitatea cunoaşterii şi studiului pluridisciplinar al neogenului românesc.

S-a născut la Iaşi, la data de 10 noiembrie 1920, părinţii fiind la acea vreme asistenţi la Universitatea din Iaşi. Studiile elementare şi cele medii le-a urmat la Iaşi, unde a locuit pînă în anul 1940. După trecerea examenului de bacalaureat în 1939, începe tot la Iaşi studiile universitare, unde a urmat anul I la Facultatea de ştiinţe, secţia Naturale. Îşi continuă ulterior studiile la Bucureşti, în cadrul Facultăţii de ştiinţe, secţia Naturale, trecîndu-şi în mod strălucit examenul de licenţă în 1943.

A funcţionat ulterior ca asistent suplinitor la catedra de geologie aplicată şi geologia României de la Facultatea de ştiinţe a Universităţii Bucureşti, iar după satisfacerea stagiului militar a revenit ca asistent suplinitor la catedra de paleontologie a aceleiaşi facultăţi. Din 1951 a fost încadrat ca asistent la catedra de geologie a Institutului de geologie şi tehnică minieră, apoi ca lector, între anii 1953 şi 1957, la Institutul de mine. Ulterior devine şef de lucrări la catedra de geologie istorică a Institutului de petrol, gaze şi geologie, calitate în care a predat atît cursul de cartografie geologică şi geologie structurală, cît şi pe cel de geologia României.

În paralel cu activitatea din învăţămîntul superior a funcţionat şi ca geolog, din 1946 pînă în 1958, la Institutul geologic, la Comitetul Geologic (Întreprinderea de prospecţiuni şi laboratoare). Din 1958 îşi desfăşoară activitatea în cadrul Institutului de geologie şi geografie al Academiei R.S.România, conducînd sectorul de stratigrafie, paleontologie şi tectonică. Odată cu reorganizarea activităţii ştiinţifice, din anul 1970 este transferat la Institutul geologic, actualmente Institutul de geologie şi geofizică, unde a condus o perioadă colectivul sectorului de macropaleontologie.

Bogata sa activitate geologică s-a desfăşurat pe o arie vastă, incluzînd zona mio-pliocenă şi zona flişului din Muntenia, Depresiunea Getică şi Maramureşul, zona subcarpatică din Moldova şi partea sudică a Munţilor Apuseni. Pentru a marca doar cîteva contribuţii din regiunile şi terenurile cercetate amintim orizontarea miocenului şi pliocenului dintre valea Bizdidel şi valea Argeşului, separarea stratelor de valea Leurzei, studiul ponţianului din bazinul Rîul Alb—valea Dîmboviţei, separarea în Depresiunea Getică a meoţianului în faciesul stratelor cu *Radix* şi descoperirea stratelor cu *Dosinia* la baza acestuia, studiul faunei de la

valea Muerească, separarea și orizontarea paleogenului în facies de fliș din centrul Maramureșului, orizontarea pliocenului de la Pralea (bazinul Trotușului), cu considerații privind evoluția fosei Pralea.

Începînd cu anul 1956 execută numeroase cercetări de detaliu asupra miocenului și pliocenului din Subcarpații Munteniei, aducînd numeroase elemente noi referitoare la orizontarea meoțianului, precum și asupra modului în care se realizează trecerea de la badenian la sarmațian. Orizontarea meoțianului din Muntenia își păstrează deplina valabilitate și astăzi, reprezentînd baza de abordare a studiului meoțianului din întreaga arie carpatică. Schemele stratigrafice ale neogenului superior, concepute și publicate după anul 1965, au reprezentat o etapă nouă în studiul neogenului românesc, atît prin noile elemente aduse cît și prin caracterul de generalizare pe care îl au. Deosebit de importante sînt cercetările paleontologice efectuate, atît prin precizarea poziției stratigrafice a unor complexe faunistice, cît și prin studiul unor genuri și subgenuri de moluște salmastre, cu o deosebită semnificație pentru descifrarea biostratigrafiei neogenului superior din Subcarpați. În activitatea științifică multilaterală pe care a desfășurat-o a abordat și numeroase alte subiecte, cum sînt cele privind migrarea faunelor în timpul neogenului superior, subdiviziunile neogenului românesc și posibilitățile de corelare ale acestora, problema limitei pliocen/cuaternar în România, particularitățile sedimentologice ale molasei neogene etc.

Bogata activitate geologică cu caracter aplicativ este concretizată sub forma a numeroase hărți de detaliu, rapoarte de prospecțiuni, avize și rapoarte tehnice referitoare la hidrocarburi, cărbuni, sare, gips, sulf și ape minerale.

Sesizînd rămînerea în urmă în ceea ce privește cunoașterea neogenului din România în comparație cu gradul de cunoaștere a formațiunilor mai vechi, Ionel C. Motaș și-a pus întreaga capacitate și putere de muncă în alcătuirea unui colectiv de cercetători, pe care i-a îndrumat cu dragoste, competență și pasiune, reușind în final să creeze o adevărată școală. În acest fel nu se poate să nu afirmăm că stadiul actual de cunoaștere a neogenului din țara noastră este indisolubil legat de numele lui Ionel C. Motaș.

Om de vastă cultură, cu o conversație sclipitoare și plină de conținut, reușea întotdeauna să polarizeze atenția celor din jur, trezind interesul și declanșînd energii. Toate aceste calități erau grefate pe o modestie rar întîlnită, o sensibilitate și delicatețe deosebite, care l-au conturat ca pe una dintre personalitățile remarcabile ale geologiei românești.

Toți cei cu care a venit în contact, cu care a colaborat sau lucrat vor păstra o adîncă recunoștință acestui om deosebit, cercetător de prestigiu, creator de școală și de oameni.

Activitatea lui Ionel C. Motaș reprezintă un moment de referință în evoluția cunoștințelor despre neogenul românesc, dispariția sa dintre noi reprezentînd o grea pierdere pentru știința geologică românească

Paulian Dumitrică,
Ioan Papaianopol,
Gheorghe Popescu

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ

Asupra stratigrafiei mio-pliocenului dintre valea Ialomiței și valea Dîmboviței la N de Târgoviște, D. S. Com geol., **XXXVI**, 1952, București.

Cercetări geologice în regiunea Bengești-Pițicu-Zorlești-Negoești (Depresiunea Getică, Oltenia), D. S. Com. Geol., **XXXIX**, 1955, București.

Observațiuni cu privire la sedimentația pliocenului din regiunea Pralea, D. S. Com. Geol., **XL**, 1956, București.

Contribuții la studiul geologiei Maramureșului (bazinul văii Iza), D. S. Com. Geol., **XL**, 1956, București.

Stadiul actual al problemelor de stratigrafie a terțiarului în R.P.R. St. cerc. geol., **V**, *2*, 1960, București (în colab.).

Pontianul din bazinul Riul Alb — valea Dîmboviței, Bul. Inst. Petrol, Gaze și Geol., **VI**, 1960, București.

Date noi cu privire la corelarea miocenului, D. S. Com. Geol., **XLIV**, 1962, București.

Asupra neogenului superior și a pontianului s. str. din Bazinul Dacic, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **10**, *2*, 1965, București (în colab.).

Afinități panonice și euxinice ale neogenului superior din Bazinul Dacic, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **11**, *2*. 1966. București (în colab.).

Caractères stratigraphiques et sédimentologiques des dépôts sarmatopliocènes de la courbure des Carpates Orientales, Anal. Științ. Univ. „A.I. Cuza," **II** (Șt. nat.), b(Geol.-Geogr.), **XIII**, 1967, Iași (în colab.).

L'évolution et les subdivisions du Sarmatien dans le Basin Dacique. Földt. Közl., **101**, *2—3*, Budapest (în colab.).

Biostratigrafia succesiunii meoțian-pleistocen dintre Călugăreni și Vadu Săpat (județul Prahova), D. S. Inst. Geol., **LVIII**, *4*. 1972, București (în colab.).

Les Prosodacnes du sous-genres Psilodon, Mém. Inst. Géol.,**XVIII**, 1973, București (în colab.).

La faune de mollusques tertiaires de la vallée de Muereasca (Depression Gétique) et son importance biostratigraphique, D. S. Inst. Geol. Geof., **LXI**, *3*, 1975, București. în colab.

Le Malvensien, unité chronostratigraphique de valeur générale pour la Parathéthys, Proc. VI[th] Congr. RCMNS, 1975, Bratislava (în colab.).

Essai sur le Néogène de Roumanie, An. Inst. Geol. Geof., **L**, 1976, București (în colab.).

Les associations des mollusques index dans le Néogène supérieur du Bassin Dacique, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie, **21**, 1977, București (în colab.).

Considérations sur les faunes dacienes inférieures (gétiennes) du Bassin Dacique, Rev. roum. Géol., Géophys., Géogr., Géologie (sub tipar), București.

DAN RĂDULESCU, *Petrologie magmatică și metamorfică*, Edit. didactică și pedagogică, București, 1981, 367 pagini, 187 fig., tabele sinoptice, bibliografie

Literatura geologică de specialitate se îmbogățește prin volumul prof. Dan Rădulescu, de la Universitatea din București, cu o lucrare de excepție. Purtînd amprenta puternică a unei prestigioase experiențe în domeniul cercetării petrografice, *Petrologia magmatică și metamorfică* se înscrie ca o remarcabilă sinteză pe care autorul ei o oferă studenților din amfiteatrele facultăților de geologie, din țara noastră.

Lucrarea constituie, după însăși exprimarea autorului în *Cuvîntul înainte* al cărții, „încadrarea în realitatea geologică materială — roci și asociații de roci, procese petrologice — a informațiilor privind constituenții și procesele elementare din litosferă — elemente chimice minerale, procese chimice, fizice, mineralogice".

Volumul apare exhaustiv prin problematica abordată (25 capitole) și exprimă clar, prin aceasta, nu numai preocupările și investigațiile autorului legate de dinamica litosferei, dar și intenția sa de „a alinia" procesele petrologice și, în primul rînd, pe cele din domeniul magmatic, la tectonica plăcilor crustale.

Procesul metamorfic este gîndit și structurat fenomenologic. Relația „cauză-efect" introduce progresiv cititorul în diversitatea transformărilor controlate de parametrii termici și barici ai domeniului endogen.

Pe parcursul său cartea se conturează ca o succesiune de probleme, printre care poți, de foarte multe ori, surprinde noutatea. Pentru *Domeniul magmatic* (partea a II-a cărții), asociațiile naturale de roci sînt prezentate în legătură cu zonele de expansiune și comprimare a litosferei sau cu zonele fierbinți și sînt discutate asociațiile petrografice cu poziție incertă (rocile gabbroice, sienitele cu nefelin, anortozitele, ignimbritele, carbonatitele și lamprofirele).

„Analiza" *Domeniului metamorfic* (partea a III-a cărții) pleacă de la „factori fundamentali" și „procese elementare" pentru a te introduce în conceptul „facies metamorfic" și în domeniul intim al transformărilor termice, termobarice, dinamice sau anatectice pe care le suferă principalele categorii de roci preexistente pentru a deveni roci metamorfice ; sînt de asemenea abordate probleme privind metamorfismul de îngropare, metamorfismul fundurilor oceanice și polimetamorfismul.

În definirea proceselor petrologice și explicarea mecanismelor de desfășurare, autorul a evitat, cît s-a putut, o abordare descriptivă. Este unul din motivele — dar probabil nu singurul — pentru care prezintă la finele volumului o anexă cuprinzînd un glosar de petrologie magmatică, elemente de petrografie metamorfică și elemente de petrologie structurală a șisturilor cristaline.

Este astfel asigurată o bază de înțelegere a tuturor aspectelor discutate anterior. Apropierea de „fenomen" se face însă și prin numeroasele tabele sinoptice — ingenios concepute — sau prin ilustrația variată care le însoțesc.

Lucrarea, în ansamblul ei, deschide o linie nouă de gîndire în petrologie și fundamentează, cu siguranță, legile de concentrare a substanțelor minerale utile din domeniul endogen și criteriile cercetării geochimice ; ea poate fi un suport pentru cercetarea zonelor profunde investigate geofizic.

CUPRINS:

Partea I. *Elemente introductive : 1, Conturarea problemelor ; 2, Noțiuni fundamentale de interes petrologic asupra structurii și compoziției Pămîntului.*

Partea a II-a. *Domeniul magmatic : 3, Magmele ; 4, Manifestări magmatice. Punerea în loc a corpurilor de magmă. Forme de zăcămînt ; 5, Produsele consolidării magmelor ; 6, Asocierea naturală a rocilor magmatice în litosferă ; 7, Asociațiile de roci din regiunile de expansiune a litosferei ;*

8, Asociațiile de roci din regiuni de comprimare a litosferei ; 9, Asociațiile de roci generate de zone fierbinți ; 10, Asociații de roci cu poziție tectostructurală neclarificată.

Partea a III-a. *Domeniul metamorfic : 11, Metamorfismul : factori, procese, tipuri fundamentale ; 12, Studiul modificărilor mineralogice în cursul metamorfismului ; 13, Conceptul „facies metamorfic" ; 14, Metamorfismul termic ; 15, Metamorfismul regional ; 16, Anatexia ; 17, Metasomatoza ; 18, Metamorfismul de îngropare ; 19, Metamorfismul dinamic ; 20, Metamorfismul fundurilor oceanice ; 21, Faciesul granulitelor ; 22, Eclogitele și faciesul eclogitelor ; 23, Polimetamorfismul ; 24, Elementele de petrografie regională a rocilor metamorfice ; 25, Unele probleme generale privind studiul formațiunilor metamorfice.*
Anexe și indicații bibliografice.

Nicolae Anastasiu

MARIN ȘECLĂMAN, *Introducere în termodinamica sistemelor și proceselor minerale*, Editura Academiei R. S. România, București, 1981, 150 p., 67 fig.

Lucrarea întocmită de lector dr. M. Șeclăman este structurată în șapte capitole cuprinzînd noțiunile de bază ale termodinamicii, proprietățile termodinamice principale ale mineralelor și soluțiilor minerale, gradienții energiei libere în sistemele geologice, echilibrele de fază în sistemele geologice, echilibrele de fază în sisteme minerale eterogene, procese minerale examinate prin metoda termodinamicii și elemente de cinetică a transformărilor de fază în sisteme minerale.

Concepția în care este întocmită această lucrare este unitară și are în vedere familiarizarea unui larg cerc de specialiști ce lucrează în domeniul geologiei cu principiile de bază ale termodinamicii și aplicarea acestora la complexitatea fenomenului geologic. Astfel sînt prezentate noțiunile de bază ca sistem, parametrii, proces, principiile termodinamicii și principalele proprietăți termodinamice ale mineralelor, ca volumul, capacitatea calorică, entalpia, entropia și energia liberă, toate discutate și exemplificate prin cazuri din domeniul geologiei.

În aceeași concepție sînt alcătuite și capitolele III, IV și V, în care se fac prezentări ale unor probleme generale după care se urmărește influența diferiților factori în stabilirea echilibrelor minerale.

Ultimele două capitole cuprind aplicații ale studiului termodinamic în domeniul mineralogenezei și au în vedere procese ca vaporizarea, transformări de fază solid-solid, topirea mineralelor și rocilor, precum și cinetica transformărilor de fază.

Lucrarea este ilustrată cu diagrame ce exemplifică grafic problemele discutate.

Tratarea problemelor abordate este riguros științifică, uzînd de un aparat matematic accesibil. Stilul în care a fost întocmită această lucrare este concis, elevat, iar fiecare afirmație făcută este demonstrată teoretic, după care sînt prezentate implicațiile practice.

Fără a se face mențiuni speciale, lectura lucrării lasă să se înțeleagă capacitatea autorului de a discuta și „filtra" problematica luată în discuție.

Lucrarea se adresează petrologilor, mineralogilor și geochimiștilor, care vor găsi în ea, cu siguranță, numeroase explicații la numeroase fenomene observate în cercetarea curentă.

Studiul ei va feri, mai ales pe cei tineri, de concluzii pripite, va determina o interpretare mai riguroasă a observațiilor și va deschide noi căi de cercetare.

Cercetările experimentale, la care se fac frecvent referiri în explicarea unor observații, vor putea fi corect interpretate și extrapolate în multiplele situații observate în natură, numai printr-o cunoaștere profundă a legilor fundamentale ale termodinamicii. Lucrarea vine în sprijinul celor ce doresc să treacă de la observația contemplativă la cercetarea fenomenologică.

Volumul este conceput de un geolog cu preocupări și cercetări în acest domeniu pentru a veni în sprijinul geologilor. Credem că „apariția" este mai mult decît utilă, este necesară, iar lectura sa indispensabilă pentru abordarea de pe poziții moderne a complexului fenomen geologic.

Ioan Mălăroescu

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugaţi să înainteze articolele, notele şi recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schiţele şi hărţile vor fi executate în tuş, pe hîrtie de calc, potrivit STAS-urilor în vigoare. Tabelele şi ilustraţiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Se va evita reprezentarea aceloraşi date în text şi grafice. Explicaţia figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului şi a anului apariţiei lucrării (de exemplu, Murgoci, 1921). Lista bibliografică se va da în ordine alfabetică, iar lucrările aceluiaşi autor în ordine cronologică. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanţelor internaţionale. Responsabilitatea asupra conţinutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

★

Corespondenţa privind manuscrisele, schimbul de publicaţii etc. se vor trimite pe adresa Colegiului de redacţie.

1983 SEP 0 9

ȘERBAN-NICOLAE VLAD,

GEOLOGIA ZĂCĂMINTELOR PORPHYRY COPPER,

Editura Academiei Republicii Socialiste România, București, 1983, 156 p.

Lucrarea oferă o imagine de ansamblu asupra zăcămintelor porphyry copper, care reprezintă principala resursă de cupru pe plan mondial. Trecîndu-se în revistă principalele caracteristici ale acestor ocurențe, adică cadrul geologic-structural, ce controlează apariția mineralizațiilor, particularitățile magmatismului cu care se asociază sistemele porphyry copper, distribuția neoformațiunilor sau particularitățile genetice ale mineralizațiilor, metodologia de cercetare geologică, geofizică, geochimică, se urmărește prezentarea stadiului de cunoaștere a metalogenezei porphyry copper către sfîrșitul deceniului opt al secolului XX. Se pune la dispoziția specialiștilor din țara noastră un bogat material de referință axat pe corelarea rezultatelor programelor geologice și de valorificare.

Autorul discută modul de amplasare și compoziția sistemelor porphyry copper, acordînd o deosebită atenție produselor de alterație hidrotermală și asocierii selective a mineralizațiilor cu diferitele zone de neoformațiuni. Aceste elemente au condus la comentarea sintetică a celor două modele genetice porphyry copper, modelul Lowell și Guilbert și modelul dioritic.

Analiza detaliată a condițiilor termice, chimice și dinamice existente în timpul formării zonelor de alterație și depunerii mineralelor metalice a fost efectuată pe baza rezultatelor studiilor incluziunilor fluide și a izotopilor stabili, calculelor de transfer de masă sau căldură, considerațiilor asupra domeniilor de stabilitate a unor minerale și interpretării asociațiilor izogenetice de neoformațiuni.

O contribuție substanțială la cunoașterea metalogenezei porphyry copper este dată prin încadrarea sistemelor porphyry copper în contextul tectonicii plăcilor și prin trecerea în revistă a mineralizațiilor de pe glob pe baza criteriilor temporale și spațiale.

În final, sînt discutate ocurențele din România, în scopul asigurării unui bagaj de cunoștințe sporit în activitatea de depistare a noi zăcăminte de acest fel. Un asemenea obiectiv se încadrează organic în sarcinile prioritare ale geologiei românești, care prevăd identificarea de resurse de materii prime, cu privire specială asupra celor cu conținuturi scăzute. Avînd în vedere interesul mereu crescînd pentru ocurențele porphyry copper în lume, ca și în țara noastră, în condițiile modernizării metodologiei de lucru și a îmbunătățirii activității de investigare geologică și valorificare, specialiștii au la dispoziție o vastă sursă de documentare care evidențiază încă o dată caracterul complex al cercetării moderne.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, t. 28, p. 1 — 136, București, 1983

I. P. Informația c. 1299.

43 824

Lei 55